

TESIS DOCTORAL

**CAMBIOS HIDROMORFOLÓGICOS EN EL GUADALQUIVIR Y SUS
AFLUENTES GUADALBARCAR, RIVERA DE HUÉZNAR Y RIVERA
DE HUELVA (SECTOR, PALMA DEL RÍO-SEVILLA)**

Dirigida por:

Dr. RAFAEL BAENA ESCUDERO

Presentada por:

MARÍA BELÉN GARCÍA MARTÍNEZ

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA FÍSICA Y ANÁLISIS GEOGRÁFICO REGIONAL,
UNIVERSIDAD DE SEVILLA

Depósito: 15 de octubre de 2015

PRIMERA PARTE: PLANTEAMIENTO GENERAL

1. HIDROLOGÍA Y GEOGRAFÍA FÍSICA: ANTECEDENTES, CONTENIDOS Y PERSPECTIVAS	15
1.1. ANTECEDENTES Y MARCO CONCEPTUAL DE LA HIDROLOGÍA	16
1.1.1. Antecedentes	16
1.1.2. Marco conceptual y disciplinas afines	20
1.1.3. La investigación hidrogeográfica actual	23
1.2. EL ESTUDIO DE LOS RÍOS EN EL CONTEXTO DE LA GEOGRAFÍA FÍSICA	25
1.2.1. Los ríos como sistemas	25
1.2.2. Los estudios sobre el régimen fluvial	29
1.2.3. La aproximación cuantitativa de la Geomorfología fluvial	34
1.2.3.1. La Morfometría	34
1.2.3.2. Las inundaciones	36
1.2.3.3. La Geomorfología fluvial aplicada	38
2. FUNDAMENTOS PARA EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA DE LOS RÍOS	41
2.1. EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO	41
2.1.1. El régimen fluvial y su registro morfohidrológico	43
2.1.2. Variabilidad hidrológica interanual	47
2.1.3. Fluctuaciones hidrológicas extremas	50
2.1.3.1. Crecidas	50
2.1.3.2. Estiajes	53
2.2. DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA EN RÍOS MEANDRIFORMES Y SUS REGISTROS PALEOHIDROLÓGICOS	55
2.2.1. Ríos meandriformes y llanuras aluviales	55

	Págs.
2.2.1.1. Formación de meandros	55
2.2.1.2. La formación de las llanuras y sus morfologías	58
a) Formación	59
b) Morfologías	60
2.2.1.3. Depósitos aluviales	63
2.2.1.4. Dinámica fluvial en áreas de confluencia de cauces	68
a) Ángulo de confluencia entre cauce principal y afluente	68
b) Procesos hidrodinámicos y resultados en el cauce	70
2.2.2. La geometría de los cauces meandriformes	73
2.2.2.1. Parámetros y factores que definen las características morfométricas del trazado y sus cambios	73
a) Parámetros morfométricos del trazado	74
b) Factores que modelan el trazado y sus cambios	76
2.2.2.2. El estudio de los cambios morfométricos en cauces meandriformes	79
a) Tipos de movimientos simples	80
b) Tipos de movimientos complejos	83
2.3. INTERVENCIONES ANTRÓPICAS EN EL SISTEMA FLUVIAL Y REPERCUSIONES HIDROMORFOLÓGICAS	83
2.3.1. Presas y embalses	84
2.3.2. Deforestación y degradación de las riberas	88
2.3.2. Otras intervenciones	89
2.3.3.1. Canalizaciones y encauzamientos	89
2.3.3.2. Extracciones de áridos	90

3. OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y ÁREA DE ESTUDIO	91
3.1. OBJETIVOS	92
3.1.1. Objetivos generales	92
3.1.2. Objetivos específicos	93
3.2. METODOLOGÍA	94
3.2.1. Análisis geomorfológico	94
3.2.1.1. Cartografía geomorfológica de las llanuras aluviales de los tramos bajos del río Guadalquivir y de los afluentes Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva	95
3.2.1.2. Cartografía geomorfológica diacrónica (1956-2010) de los meandros Quijano, Cantillana, Tocina y Alcolea del Río	95
3.2.1.3. Otro tipo de cartografía: mapas geológicos-geomorfológicos de las cuencas fluviales afluentes	96
3.2.2. Análisis paleohidrológico	97
3.2.2.1. Recopilación e interpretación de los datos históricos de crecidas	97
3.2.2.2. Reconstrucción de trazados históricos del Bajo Guadalquivir (Palma del Río–Sevilla)	98
3.2.2.3. Análisis morfométrico de los trazados históricos (finales del siglo XVIII) hasta la actualidad (siglo XXI)	98
3.2.2.4. Relación empírica geometría-descarga	101
3.2.3. Análisis hidrológico	101
3.2.3.1. Fuentes y calidad de los datos hidrológicos	102
a) Sistema de Información de Anuarios de Aforos (SIAA) y Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH)	102
b) Problemas detectados en la fuentes de información	103
3.2.3.2. Análisis estadístico	104

	Págs.
3.2.3.3. Variabilidad interanual	106
3.2.3.4. Régimen fluvial	108
3.2.3.5. Análisis de los valores extremos: crecidas fluviales	108
a) Magnitudes de caudal y periodos de retorno	108
b) Hidrogramas de crecida	109
3.2.4. Otros métodos de análisis	110
3.2.4.1. Trabajo de campo	110
3.2.4.2. Análisis morfométrico de cuencas y redes de drenaje	110
3.2.4.3. Análisis climático	112
3.3. EL ÁREA DE ESTUDIO EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR	112
3.3.1. Características generales del río y su cuenca	112
3.3.1.1. Geología y relieve	113
3.3.1.2. Clima y vegetación	116
3.3.1.3. Degradación y usos del suelo	119
3.3.1.4. Hidrografía y comportamiento hidrológico	122
3.3.2. La llanura aluvial del Guadalquivir en la provincia de Sevilla	126
3.3.2.1. Características	126
3.3.2.2. Funcionalidad	129
3.3.3. El área de estudio	132
 <u>SEGUNDA PARTE: EL RIO GUADALQUIVIR COMO MODELO DE RIO MEANDRIFORME (PALMA DEL RÍO – SEVILLA)</u>	
4. LA LLANURA ALUVIAL DEL TRAMO BAJO DEL GUADALQUIVIR (PALMA DEL RÍO-SEVILLA)	135
4.1. APROXIMACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y PALEOHIDROLÓGICA	135
4.1.1. Características geomorfológicas	137
4.1.1.1. El río y su cauce ordinario	137

	Págs.
4.1.1.2. Cauces abandonados o paleocauces	138
4.1.1.3. Colectores afluentes	139
4.1.1.4. Terrazas holocenas y llanuras de inundación	140
4.1.2. La paleohidrología de las crecidas en los últimos quinientos años	142
4.1.2.1. El déficit de crecidas durante la Modernidad	143
4.1.2.2. El aumento de las inundaciones durante la Contemporaneidad (segunda mitad del siglo XVIII-finales del siglo XX)	146
a) Desde mediados del siglo XVIII a la primera mitad del siglo XIX	146
b) Desde la segunda mitad del siglo XIX hasta mediados del siglo XX	147
c) Desde la segunda mitad del siglo XX hasta 1990	149
4.1.2.3. Conclusiones	149
4.2. FUNCIONALIDAD HIDROLÓGICA DE LA LLANURA ACTUAL	151
4.2.1. Los inicios de la alteración humana y sus consecuencias en el cauce	151
4.2.2. Consolidación de los cambios geomorfológicos	154
4.2.3. Funcionalidad de la llanura en el siglo XXI	160
4.3. CONCLUSIONES	162
5. EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DEL RÍO GUADALQUIVIR EN SU TRAMO BAJO	165
5.1. EL ANÁLISIS DE CAUDALES	165
5.1.1. Consideraciones previas	166
5.1.2. Los datos de aforo de Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)	167
5.1.3. Los datos de desembalse de Alcalá del Río, 5035 (1976-2009)	170
5.2. LA VARIABILIDAD INTERANUAL	173

	Págs.
5.2.1. Análisis de valores estandarizados del caudal	173
5.2.1.1. Datos de aforo en Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)	173
5.2.1.2. Datos de desembalse en Alcalá del Río, 5035 (1976-2009)	179
5.2.2. Cambios y alteraciones en la variabilidad interanual	184
5.2.2.1. El cambio hidrológico de inicio de los años setenta	186
5.2.2.2. El nuevo ciclo húmedo de la segunda mitad de los noventa y la capacidad de regulación	188
5.2.3. Discusión y conclusiones	190
5.3. EL RÉGIMEN FLUVIAL	193
5.3.1. Análisis de las curvas de coeficientes de caudal	193
5.3.1.1. Datos de aforo en Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)	193
5.3.1.2. Datos de desembalse en Alcalá del Río, 5035 (1976-2009)	197
5.3.2. Cambios en el régimen fluvial entre 1952 y 2009	199
5.3.2.1. Según series parciales	199
5.3.2.2. Según series completas	202
5.3.3. Interpretación y conclusiones	204
5.4. LAS ÚLTIMAS CRECIDAS DEL GUADALQUIVIR	207
5.4.1. La crecida de 1963 en el aforo de Alcalá del Río	209
5.4.2. La crecida de 1996-1997 en Alcalá del Río	210
5.4.3. Las crecidas de 2001 y 2003 en Alcalá del Río y Peñaflor	212
5.4.4. Las crecidas de 2009 y 2010 en Alcalá del Río y Peñaflor	214
5.4.5. Interpretación y conclusiones	219
6. LA RECONSTRUCCIÓN DEL REGIMEN PALEOHIDROLÓGICO A PARTIR DE LA MORFOMETRÍA DEL TRAZADO DEL GUADALQUIVIR (DEL SIGLO XVIII AL XXI)	221
6.1. EVOLUCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS DE	221

LOS MEANDROS DEL GUADALQUIVIR	
6.1.1. Índice de sinuosidad (P)	222
6.1.1.1. Longitud de onda del arco (l)	223
6.1.1.2. Longitud de onda axial (L)	232
6.1.2. Radios de curvatura (Rc)	241
6.1.3. Amplitud de onda (A)	249
6.1.4. Banda activa (Ba)	253
6.2. ESTIMACIONES DE CAUDALES TEÓRICOS A PARTIR DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS	260
6.3. CAMBIOS DE TRAZADO Y TIPOS DE MEANDROS EN EL BAJO GUADALQUIVIR DURANTE EL ÚLTIMO SIGLO (1918-2010)	264
6.3.1. Evolución de las curvas de los meandros	264
6.3.1.1. Cambios producidos en la primera mitad del siglo XX (1918-1956)	265
6.3.1.2. Cambios producidos en la segunda mitad del siglo XX, inicios del XXI (1956-2010)	266
6.3. 2. Tipología de meandros	269
6.4. CONCLUSIONES	275
<u>TERCERA PARTE: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS MEANDROS DE ALCOLEA DEL RÍO, TOCINA, CANTILLANA Y TOCINA</u>	
7. MEANDROS DE ALCOLEA DEL RÍO Y TOCINA	278
7.1. EL MEANDRO ABANDONADO DE LA BARCA DE ALCOLEA DEL RÍO	278
7.1.1. Localización y aproximación a su evolución durante el Holoceno	278
7.1.1.1. Localización y contexto aluvial	278
7.1.1.2. Consolidación y estrangulamiento del meandro en el Holoceno	280

	Págs.
7.1.2. Desplazamientos laterales y dinámica fluvial	282
7.1.2.1. Indicios de funcionalidad del meandro acortado hasta comienzos del siglo XX	282
7.1.2.2. Consolidación del nuevo brazo del Guadalquivir y abandono del antiguo	289
7.2. EL MEANDRO DE TOCINA	294
7.2.1. Localización y aproximación a su evolución en el Holoceno	294
7.2.1.1. Localización y contexto aluvial	294
7.2.1.2. Secuencia de terrazas holocenas	396
7.2.2. La consolidación del meandro en época romana	298
7.2.2.1. Yacimientos en la margen derecha del Guadalquivir	299
7.2.2.2. Yacimientos en la margen izquierda del Guadalquivir	299
7.2.3. Aluvionamientos y cambios de trazado en relación con las terrazas históricas	301
7.2.3.1. Formación de la terraza histórica Th1	301
7.2.3.2. Cambios de trazado durante los siglos XVIII y XIX	303
7.2.4. Progradaciones locales y formación de nuevas terrazas	307
7.2.4.1. Reducción en el tamaño del cauce y formación de la terraza Th2	307
7.2.4.2. Evolución puntual de meandros y formación de la Th3	310
7.2.4.3. Funcionalidad de la llanura aluvial en el siglo XXI	315
8. EL DOBLE MEANDRO ABANDONADO DE CANTILLANA	317
8.1. LOCALIZACIÓN Y APROXIMACIÓN A SU EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL HOLOCENO	317
8.1.1. Localización y contexto aluvial	317
8.1.2. Aproximación a su evolución geomorfológica durante el Holoceno	318
8.2. CONSOLIDACIÓN DE LOS CAUCES MEANDRIFORMES ENTRE LA ANTIGÜEDAD CLÁSICA Y EL SIGLO XX	320

	Págs.
8.3. DESPLAZAMIENTOS LATERALES Y DINÁMICA DE DESBORDAMIENTO DURANTE EL SIGLO XX E INICIOS DEL SIGLO XXI	325
8.3.1. Acortamiento fluvial (<i>cut-off</i>) y transición al abandono	326
8.3.2. Consolidación del nuevo brazo del Guadalquivir	331
8.3.3. Funcionalidad del paleocauce en crecidas extraordinarias	336
9. EL MEANDRO ABANDONADO DE QUIJANO	339
9.1. LOCALIZACIÓN Y APROXIMACIÓN A SU EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL HOLOCENO	339
9.1.1. Localización y contexto aluvial	339
9.1.2. Aproximación a la evolución geomorfológica del meandro durante el Holoceno	341
9.2. CONSOLIDACIÓN DE LOS CAUCES MEANDRIFORMES ENTRE LA ANTIGÜEDAD CLÁSICA Y EL SIGLO XVII	342
9.2.1. Consolidación del meandro de Quijano durante la Antigüedad clásica en el contexto de la llanura aluvial del Guadalquivir	342
9.2.2. Aproximación a la funcionalidad de la llanura a partir de referencias históricas del siglo XVII	343
9.3. ESTRANGULAMIENTO (<i>CUT-NECK</i>) DEL MEANDRO DE QUIJANO Y CONSOLIDACIÓN DEL NUEVO CAUCE DEL GUADALQUIVIR (SIGLOS XVIII-XXI)	347
9.3.1. Migración lateral y funcionalidad de antiguos cauces durante el siglo XVIII	347
9.3.2. Estrangulamiento (<i>cut-neck</i>) y transición al abandono (siglos XIX y XX)	353
9.3.3. Consolidación de cauces en la segunda mitad del siglo XX e inicios del siglo XXI	362
10. INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES	369

**CUARTA PARTE: CAMBIOS HIDROMORFOLÓGICOS EN LOS
AFLUENTES GUADALBARCAR, RIVERA DE HUÉZNAR Y
RIVERA DE HUELVA**

11. CAMBIOS EN EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE LOS RÍOS GUADALBARCAR, RIVERA DE HUÉZNAR Y RIVERA DE HUELVA	375
11.1. RÍO GUADALBARCAR	375
11.1.1. Características generales de la cuenca del río Guadalbarcar	375
11.1.2. Fuentes y análisis estadístico de los datos	383
11.1.2.1. Los datos de Aportación al embalse de José Torán, 5055 (1993-2011)	384
11.2.2. Los datos de Desembalse del embalse de José Torán, 5055 (1993-2011)	387
11.1.3. La variabilidad interanual	390
11.1.4. El régimen fluvial	394
11.1.5. Las crecidas del Guadalbarcar	397
11.1.6. Conclusiones	404
11.2. RIO RIVERA DE HUÉZNAR	405
11.2.1. Características generales de la cuenca del río Rivera de Huéznar	405
11.2.2. Fuentes y análisis estadístico de los datos	414
11.2.2.1. Fuentes de datos	414
11.2.2.2. Los datos de aforo de Villanueva del Río y Minas (1977-1994)	416
11.2.2.3. Los datos de Aportación y Desembalse del embalse de Huesna (1993-2011)	421
11.2.3. La variabilidad interanual	424
11.2.3.1. Análisis de valores estandarizados del aforo de Villanueva del Río y Minas (1977-1994)	424
11.2.3.2. Análisis de valores estandarizados del embalse	428

	Págs.
de Huesna (1993-2011): Aportación y Desembalse	
11.2.4. El régimen fluvial	432
11.2.4.1. Análisis de las curvas de coeficientes de caudal	432
a) Datos de aforo en Villanueva del Río y Minas, 5127 (1977-1994)	432
b) Datos de Aportación y Desembalse en el Huesna, 5056 (1993-2011)	433
11.2.4.2. Cambios en el régimen fluvial entre 1977 y 2011	435
11.2.5. Las crecidas del río Rivera de Huéznar	436
11.2.5.1. Consideraciones previas	436
11.2.5.2. La crecida de 1996-1997 en los aforos de Villanueva del Río y Minas y del Parroso	439
11.2.5.3. Las últimas crecidas del río Rivera de Huéznar en el embalse de Huesna	441
a) Las crecidas de 2001 y 2003	441
b) La crecida de 2010-2011	443
c) La crecida de 2013	444
11.2.6. Interpretación y conclusiones	445
11.3. RIO RIVERA DE HUELVA	447
11.3.1. Características generales de la cuenca del río Rivera de Huelva	447
11.3.2. Fuentes y análisis estadístico de los datos	457
11.3.2.1. Fuentes de datos	457
11.3.2.2. Los datos de aforo de la Central de Cala (1952-1995)	459
11.3.2.3. Los datos de Aportación y Desembalse del embalse de El Gergal, (1990-2011)	459
11.3.3. La variabilidad interanual	467
11.3.3.1. Análisis de valores estandarizados del aforo Central de Cala (1952-1995)	467
11.3.3.2. Análisis de valores estandarizados de Aportación y Desembalse del embalse El Gergal (1990-2011)	471

	Págs.
11.3.4. El régimen fluvial	473
11.3.4.1. Análisis de las curvas de coeficientes de caudal	473
a) Datos de aforo en la estación Central de Cala (1952-1995)	473
b) Datos de aportación y desembalse en el embalse El Gergal (1990-2011)	476
11.3.4.2. Cambios en el régimen fluvial entre 1952 y 2011	477
11.3.5. Las crecidas del río Rivera de Huelva	479
11.3.5.1. La crecida de 1947 en el aforo de El Gergal en régimen natural	480
11.3.5.2. La crecida de 1963 en el aforo Central de Cala en régimen seminatural	481
11.3.5.3. La crecida de 1996 en el embalse de El Gergal en régimen antropizado	483
11.3.5.4. Las últimas crecidas en el embalse de El Gergal en régimen antropizado	485
a) La crecida de 2001	485
b) Las crecidas de 2003 y 2004	487
c) La crecida de 2010-2011	491
11.3.6. Conclusiones	494
11.4. INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES	502
12. CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN LOS RÍOS DEGUADALBARCAR, RIVERA DE HUÉZNAR Y RIVERA DE HUELVA (1956-2010)	502
12.1. RÍO GUADALBARCAR	502
12.1.1. Rasgos geomorfológicos de la llanura aluvial del río Guadalbarcar	502
12.1.2. Cambios morfológicos a partir de la segunda mitad del siglo XX	507
12.1.2.1. Entre 1956-1977	507

	Págs.
12.1.2.3. Entre 1977-2010	510
12.2. RÍO RIVERA DE HUÉZNAR	516
12.2.1. Rasgos geomorfológicos del tramo de confluencia del río Rivera de Huéznar	516
12.2.2. Cambios morfológicos a partir de la segunda mitad del siglo XX	520
12.2.2.1. Entre 1956-1977	520
12.2.2.2. Entre 1977-2010	522
12.3. DEL RÍO RIVERA DE HUELVA	528
12.3.1. Rasgos geomorfológicos de la llanura aluvial del tramo bajo del río Rivera de Huelva	528
12.3.2. Cambios morfológicos en el cauce del río Rivera de Huelva entre 1956 y 2010	530
12.3.2.1. Tramo embalse El Gergal-Puente Tomás Ibarra	530
12.3.2.2. Tramo Puente Tomás Ibarra-Torre de la Reina	538
12.3.2.3. Tramo Torre de la Reina-Guadalquivir	540
12.4. INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES	546
CONCLUSIONES GENERALES	550
ANEXO	556
BIBLIOGRAFÍA	557

PRIMERA PARTE: PLANTEAMIENTOS GENERALES

1. HIDROLOGÍA Y GEOGRAFÍA FÍSICA: ANTECEDENTES, CONTENIDOS Y PERSPECTIVAS

El inicio de esta Tesis Doctoral ha supuesto, como no podía ser de otro modo, un acercamiento a buena parte de la bibliografía publicada sobre Hidrología, del que se desprende un doble escenario: por un lado, la importancia que adquiere el estudio de las aguas continentales en el desarrollo de la Geografía en general y de la Geografía Física en particular, dado el valor ambiental, paisajístico y territorial del agua; y por otro, el menor peso específico de la investigación hidrológica contemporánea en relación con la producción científica de otras ramas de la Geografía Física.

Desde los pioneros tratados sobre Geografía, la Hidrología ha figurado junto al estudio del relieve y el clima como partes indisociables del núcleo central de la Geografía Física (DE MARTONNE, 1909). Así, bajo la denominación específica de *Hidrogeografía*, la hidrología a finales del siglo XIX es entendida como el estudio de las relaciones entre los elementos del régimen hidrológico y las interacciones de estos con otros elementos de la naturaleza, en un contexto geográfico definido. Es posteriormente, con la incorporación de la concepción sistémica a mediados del siglo XX, cuando ésta se consolida como ciencia y perfila los contenidos propios en relación con las ciencias afines. En este sentido, la Hidrogeografía incorpora, de manera específica, a esta concepción sistémica, por un lado, la dimensión espacial y temporal en los fenómenos hidrológicos; y por otro, la variable antrópica en la medida en la que ésta puede alterar los fenómenos puramente hidrológicos, a escalas temporales de cientos y decenas de años. Es precisamente esta concepción, la que predomina en los estudios hidrológicos actuales, eminentemente aplicados y orientados a la resolución de problemas sociales, ambientales y territoriales. Así, las perspectivas de futuro de la investigación hidrológica en el seno de la Geografía Física están definidas, entre otras, por las líneas de investigación

orientadas al estudio de fenómenos extremos como sequías, estiajes, crecidas e inundaciones, así como al de su evolución espacial y temporal; al estudio de los procesos hidrológicos en el ámbito mediterráneo relacionados con la problemática ambiental y la gestión de los recursos hídricos; a la caracterización y evolución de los procesos geomorfológicos en los sistemas fluviales; y a los SIG aplicados a la Hidrología superficial.

Por último, la Hidrología, como materia docente, ha ido experimentando cambios en su implementación a medida que se han ido configurando los actuales Planes de Estudio; perdiendo progresivamente peso específico respecto a otras materias de mayor especialización y/o tecnificación. Así, de formar parte sustancial de los planes de estudio de muchas titulaciones, no sólo de Geografía (Ingeniería, Ciencias Ambientales, Geología, Ecología y Agronomía); en los actuales Planes de Estudio de la Titulación “Geografía y Gestión del Territorio” de la Universidad de Sevilla ha quedado relegada, junto a otros pilares de la Geografía Física como son la Geomorfología, Climatología o Biogeografía, a un segundo plano es pos de un mayor número de asignaturas técnicas y/o aplicadas.

1.1. ANTECEDENTES Y MARCO CONCEPTUAL DE LA HIDROLOGÍA

1.1.1. Antecedentes

El inicio del interés por el funcionamiento de los ríos en su componente hidrológica se encuentra, sin lugar a dudas, en civilizaciones milenarias como la egipcia o la de la antigua Mesopotamia hace más de 5.000 años. La necesidad vital de estos pueblos de controlar las avenidas de ríos como el Nilo, Tigris o Éufrates, o de aprovechar estas aguas desbordadas para el riego de sus campos, hace pensar que los egipcios y los sucesivos habitantes de Mesopotamia poseyeron un conocimiento excelente y suficiente de la hidráulica y de los principios hidrológicos básicos de los ríos. Por tanto, las fases iniciales de esta ciencia se vinculan tanto a las primeras obras de ingeniería para abastecer de agua a las ciudades, como a la comprensión del medio físico en el que se

organiza el hombre; es decir, lo que con posterioridad constituiría la Ingeniería y la Geografía Física.

Sin embargo, los principios de la hidrología como ciencia, en contraste con la ingeniería hidrológica, los encontramos durante el transcurso de los siglos XV y XVI, cuando adquiere gran interés el estudio del ciclo hidrológico, como referente, en los estudios de los intelectos más brillantes del Renacimiento. Parece estar constatado que Leonardo da Vinci y Bernard Palissy llegaron independientemente, sin poder evitar algunas hipótesis falsas, al conocimiento genérico de su funcionamiento (MEINZER, 1942; KAZMAN, 1969). Pero sin duda, esta comprensión sobre la circulación del agua hacia el mar, parece haber sido más bien una manifestación del genio de la época que producto del análisis y la reflexión sobre el significado de mediciones cuantitativas.

Es en el siglo XVII, con los trabajos de PIERRE PERRAULT y de EDMÉ MARIOTTE, cuando la Hidrología se establece sobre una base cuantitativa. Sus trabajos estuvieron encaminados a demostrar, mediante la observación directa y la toma de datos *in situ*, la relación entre precipitación y escurrimiento superficial en la cuenca del río Sena; y la existente entre la precipitación y las aguas subterráneas, a través de la infiltración. Estas investigaciones abrirán el camino para el reconocimiento universal del ciclo hidrológico en su interpretación más moderna. Otros autores dignos de mención y que contribuyeron al desarrollo de esta disciplina, ya en el siglo XVIII, fueron BERNARD FOREST quien sugirió la teoría del sifón para flujo y reflujo de manantiales; y PAUL FRISI (1762) que en su tratado *Rivers and Torrents* incluyó datos cuantitativos sobre escurrimiento fluvial.

Pero sin duda será en los años de la Revolución Industrial y posteriores, cuando se dé un gran paso en el conocimiento hidrológico, al implantarse y desarrollarse las técnicas de medición y los métodos de construcción, como cuerpo doctrinal de la ingeniería. Concretamente, se profundiza en el conocimiento sobre la dinámica del agua subterránea, principalmente de los acuíferos confinados o “artesianos”, y en la medición del agua superficial canalizada para la construcción de canales (aforo); en ambos casos dirigidos al abastecimiento de las ciudades en

expansión a comienzos del siglo XIX (KAZMAN, 1969). Sin embargo, todavía no había llegado al mundo occidental la necesidad de construir obras de control del agua de la magnitud alcanzada por las de la antigua Mesopotamia (CULLEN, 1964).

Es a finales de ese siglo, cuando la hidrología empieza a adquirir cierta entidad en Europa en el marco de la Geografía Física, bajo el nombre de Hidrogeografía. Para los geógrafos europeos esta disciplina engloba ya todas las investigaciones hidrológicas concernientes a un espacio geográfico, representando la base científica para resolver muchos de los problemas prácticos que empezaban a plantearse (LVOVITCH, 1970). En consecuencia, adquieren gran relevancia los estudios sobre las relaciones entre los elementos del régimen hidrológico, y las interacciones de éstos con otros componentes de la naturaleza; la descripción de los cursos de agua, y las generalizaciones territoriales y geográficas de los elementos del régimen hidrológico. Ejemplos de ello son los trabajos de finales del siglo XIX de VOÉIKOV en la antigua Unión Soviética (LVOVITCH, 1938), encaminados a determinar el papel de los factores climáticos en la configuración del régimen hidrológico, o los destinados a la elaboración de la primera clasificación a escala mundial de las aguas fluviales. Por su parte, en la Europa Occidental, es la obra de BELGRAND (1861) sobre el río Sena, la que supone el punto de partida en el estudio de las avenidas fluviales; y que como tendremos ocasión de analizar, seguirá siendo uno de los temas centrales de las investigaciones hidrológicas del presente, en el ámbito de la Geografía Física.

El siglo XX, podemos decir que supone la mayoría de edad para la Hidrología como ciencia, al definir su campo de estudio y, con ello, establecer diferencias con otras disciplinas afines, como la Hidráulica o la Meteorología. Tras la definición global de MEINZER (1942), considerado Padre de la Hidrología Moderna, para el que la Hidrología era *“la ciencia interesada en la existencia del agua en la Tierra, sus reacciones físicas y químicas y su relación con la vida en la tierra”*; el Federal Council of Science and Technology for Scientific Hydrology, veinte años más tarde, la acota aún más definiéndola como la *“ciencia que trata sobre las aguas de la Tierra, su existencia, circulación y distribución, sus propiedades físicas y químicas y su reacción con el ambiente, incluyendo su*

reacción con las cosas vivientes”. Sin embargo, no será hasta los años setenta cuando se incorporen a la Hidrología como ciencia, dos nuevas tendencias que aportan un alcance global al término (WARD, 1975): la primera, introdujo el desarrollo sistémico del concepto, lo que sin duda mejoró el entendimiento del ciclo hidrológico en un nivel conceptual más profundo y más sofisticado. Al tiempo que significaba reconocer no sólo el proceso físico en sí, el cual podía ser investigado y explicado por modernas técnicas de análisis, sino que esos procesos físicos y sus sistemas podían ser matemáticamente simulados. La segunda tendencia otorgó a la Hidrología una dimensión de índole social. Se trataba de plantear una ciencia que abordara no sólo la manipulación del agua como recurso para el abastecimiento de ciudades y campos; si no que contemplara también el análisis de la calidad de la misma. Se reconocían así las importantes lagunas que, en el seno de la Hidrología, habían existido en relación con estos aspectos en el pasado, frente a los meramente cuantitativos.

En la actualidad, contenidos referentes a la *existencia y movimiento del agua* han sido arbitrariamente eliminados del campo de estudio de la Hidrología, por estar integrados en otras disciplinas cercanas. Sirva de ejemplo, la humedad atmosférica, en su forma de vapor, estudiada por la Meteorología; o los relativos a la composición o dinámica del agua estudiados por la Química y la Física respectivamente. Por otro lado, la Hidrología se ha confundido en muchas ocasiones con la Hidráulica, probablemente por considerarse ésta la predecesora de la Hidrología en la Antigüedad; y en cualquier caso por ser considerados los datos hidrológicos como mediciones de cantidades que implican al agua.

En este contexto, podríamos decir que la Hidrología es la disciplina que estudia las propiedades, distribución y movimiento del agua superficial, subsuperficial y subterránea; entendiendo como *fenómenos puramente hidrológicos* “*aquellos que ocurren como resultado de la interacción de ciertos factores naturales y vuelven a ocurrir sólo como la consecuencia de circunstancias naturales similares*” (KAZMAN, 1969).

A nuestro juicio, la definición de KAZMAN (1969), pese a ser apropiada para la década de los setenta, no deja de ser una definición incompleta si la

consideramos desde una perspectiva geográfica. El agua, como elemento conformador del ciclo hidrológico, se desarrolla y circula en un medio natural complejo y dinámico que responde a las premisas de un sistema en el que todas las variables que lo conforman están interrelacionadas. Y en esta perspectiva sistémica del ciclo del agua, la variable antrópica adquiere vital importancia para una escala de cientos a decenas de años; no sólo por la capacidad que desarrolla el hombre para alterar los sistemas hidrológicos, sino por ser el agua un recurso vital para el hombre y las actividades socio-económicas que desarrolla. En este sentido, los fenómenos hidrológicos no sólo obedecen a la interacción de factores naturales como aseguraba KAZMAN en su definición a finales de la década de los sesenta, sino que pueden llegar a desarrollarse, y de hecho así lo hacen, como resultado de la interacción del hombre en el medio natural en general o los sistemas hidrológicos en particular.

1.1.2. Marco conceptual y disciplinas afines

Tal y como se ha podido constatar a lo largo de las páginas anteriores, el estudio del agua, desde los albores de la civilización, ha sido vital para el desarrollo de la estructura económica y social, por lo que sus propiedades, funcionamiento y distribución han sido siempre grandes interrogantes. Junto a ello, abarcar el estudio de un elemento como el agua, tan complejo por sus diferentes formas de manifestarse e integrarse con los distintos elementos de la naturaleza, ha hecho que la Hidrología en parte, se presente desgajada, compartimentada, o en ocasiones impulsada por otras disciplinas.

En este sentido, la Ingeniería *Hidráulica* encaminada al estudio de las propiedades físicas y/o el comportamiento mecánico del agua superficial o subterránea, en relación a su aprovechamiento para el desarrollo socio-económico supuso un gran impulso para el nacimiento de la Hidrología como ciencia; siendo todavía en la actualidad, un ramo clave en la profusión de la investigación científica de la disciplina. Por su parte, dentro del objeto de estudio de la Hidrología se incorporan dos subsistemas perfectamente definidos y diferenciados de cara a su análisis. Esto es, las aguas marinas y las aguas continentales; dando lugar, a su vez, a otras tantas líneas de

investigación específicas, aún cuando entendidas en el contexto global del ciclo hidrológico: Oceanografía e Hidrología continental. Ni que decir tiene que ha sido ésta última la que más páginas ha generado en el desarrollo de las investigaciones científicas en general y geográficas en particular, a lo largo de la Historia. Y ello a pesar de que su objeto de estudio supone tan sólo el 5% de las reservas de agua potable de nuestro planeta.

Las distintas formas en las que se encuentra el agua en los continentes (ríos, lagos, glaciares, acuíferos, etc.) y su particular funcionamiento y explotación, han dado lugar a otras tantas disciplinas o ciencias específicas. Es el caso de la *Potamología*, que se nos presenta desde la Escuela francesa como la ciencia de los ríos y riveras (PARDÉ, 1933), abarcando por tanto, el estudio de la Hidrología Fluvial, esto es, el caudal del río, sus variaciones estacionales y las causas que lo generan. La *Limnología* por su parte, estudia las aguas dulces o continentales, haciendo especial hincapié en los aspectos físicos, químicos y biológicos de los lagos y los embalses abiertos; aunque inicialmente nació como ciencia que estudiaba estrictamente los lagos, al modo que lo hacía la Oceanografía con los mares. De hecho, cuando F.A. FOREL (1841-1912) definió por primera vez la Limnología lo hizo como *L'Océanographie de lacs* (VIDAL ABARCA, 2005). La *Glaciología* como disciplina de las ciencias de la tierra, se preocupa de los múltiples fenómenos relacionados con las propiedades y el comportamiento de los glaciares en su evolución cuaternaria; y en un sentido más amplio del estudio del agua en estado sólido, cualquiera que sea su forma. la *Hidrogeología*, es la ciencia que estudia el origen y la formación de las aguas subterráneas, las formas de yacimiento, su difusión, movimiento, régimen y reservas, su interacción con los suelos y rocas, su estado y propiedades; así como las condiciones que determinan las medidas de su aprovechamiento, regulación y evacuación (MIJAILOV, 1989). Mientras que se ha pasado a llamar *Hidrografía* al estudio de todas las masas de agua de la Tierra, tanto continentales como oceánicas y en sentido más estricto a la medida, recopilación y representación de los datos, de manera que se puedan plasmar gráficamente sobre un mapa.

Junto a ello, no sólo las distintas reservas de agua han generado o compartido preocupaciones científicas sino que los distintos enfoques con los que se llevan a cabo los estudios hidrológicos han generado términos como *Paleohidrología*, o *Hidrogeografía*. En este sentido, la Paleohidrología nace como una nueva rama de la hidrología y la geomorfología, con herramientas y metodologías necesarias para el cálculo y estimación de caudales de avenidas excepcionales de gran magnitud, que por su antigüedad escapan a los registros hidrológicos convencionales. Ello permite un conocimiento más realista del sistema natural, esencial para la determinación de los riesgos de inundación y la planificación hidrológica a largo plazo (BENITO, 2002). Por su parte, la Hidrogeografía es considerada, habitualmente, como aglutinadora de las investigaciones hidrológicas concernientes a un espacio geográfico que constituye la base científica para resolver muchos de los trabajos prácticos. Los aspectos básicos de la Hidrogeografía son, por un lado, la descripción de los regímenes fluviales, así como las generalidades territoriales y geográficas de los elementos del régimen hidrológico y su relación con los componentes de la naturaleza; y por otro, la elaboración de fundamentos científicos o principios referidos a los cambios en el régimen hidrológico, y su utilización racional como recurso susceptible de degradación (LVOVITCH, 1968).

Asimismo, y aunque pudiera parecer que queda fuera del campo de estudio de la hidrología, los trabajos hidrogeomorfológicos o hidromorfológicos, esto es, lo que ha pasado a llamarse en las últimas décadas *Hidrogeomorfología*, ha permitido un mejor conocimiento de la dinámica de las aguas superficiales gracias a la aproximación teórica y práctica de la geomorfología, sobre todo en el ámbito fluvial. En este sentido, la Hidrogeomorfología ha supuesto un mayor énfasis sobre los ajustes e interrelaciones del comportamiento hidrológico con los procesos y formas; así como en la evolución temporal de dichas interrelaciones, con especial atención a la intervención antrópica. Muchos son los antecedentes de esta nueva disciplina científica en el ámbito fluvial, de los que cabría destacar aquellos que han supuesto un avance en el conocimiento de la dinámica fluvial en términos generales tales como: LEOPOLD and WOLMAN (1957); LEOPOLD, WOLMAN and MILLER (1964); CARLSTON

(1965); MORISAWA (1973); FRECAUT et PAGNEY (1978); o COLLINSON and LEWIN, (1983).

Sobre la base de todo lo anterior, esta Tesis Doctoral no se encuadraría estrictamente en los términos generales de la Hidrología fluvial, sino en el ámbito de la *Hidrogeomorfología* en el contexto de la Geografía Física. El estudio de los ríos desde esta doble perspectiva (hidrológica y geomorfológica), permite abordar la relación existente entre el comportamiento hidrológico y los procesos fluviales, a través de las formas que adquieren sus cauces y llanuras de inundación. Dentro de esta perspectiva, avalada por un nutrido grupo de investigadores en el panorama de la Geografía Física nacional, adquieren cierta importancia los trabajos orientados, por un lado, a la tipificación de cursos fluviales de cara a la aplicación de la Directiva Marco de Agua 2000/60/CE (OLLERO, 2000; OLLERO, 2004; OLLERO et al, 2003; OLLERO et al., 2008); y por otro, aquellos que indagan en la respuesta de los ríos a la alteración hidrológica de los caudales, asociada a la intensa antropización a la que están sometidos los sistemas fluviales mediterráneos (CONESA GARCÍA, 1999; GARCÍA RUÍZ *et al.*, 2001; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001; GIL OLCINA, 2004; OLLERO *et al.*, 2004; OLLERO *et al.*, 2006; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2007; GARCÍA MARTÍNEZ *et al.*, 2009).

1.1.3. La investigación hidrogeográfica actual

En este marco conceptual, MATEU BELLES (1989) define a la Hidrogeografía como la “cenicienta” de la Geografía Física, sobre todo entre los geógrafos españoles. Según el autor, hasta los años ochenta, la Hidrogeografía española se caracteriza por una producción científica minoritaria en relación con otras ramas de la Geografía, dirigida fundamentalmente al estudio de cuencas fluviales determinadas, sin que existiera consideraciones y perspectivas de carácter regional, o análisis referidos a procesos hidrológicos específicos.

Sin embargo, en un contexto regional, el mediterráneo, en el que el agua es un recurso escaso; en el que actúa como agente decisivo en el potencial desarrollo

de las riberas; donde el hombre en su doble componente de usuario y regulador, conlleva, progresivamente, a la pérdida de los rasgos naturales del comportamiento hidrológico de los ríos y lagunas; y donde existe una creciente preocupación social y política ante la problemática del agua, se abre un panorama esperanzador para los estudios hidrológicos en el seno de la Geografía Física.

Así pues, en los albores del siglo XXI los avances que han experimentado los estudios hidrológicos en el ámbito de la Geografía Física de nuestro país, quedan reflejados en las líneas de investigación que se han ido consolidando en los Departamentos de Geografía, en conexión, en algunos casos, a la incorporación de dicha disciplina en los Planes de Estudio universitarios. Destacamos aquellos que tienen una mayor relevancia científica en el ámbito de la Hidrología superficial o Hidrogeografía:

- El Grupo de Investigación en “*Recursos Hídricos*” de la Universidad de Salamanca (*HIDRUS*), cuyo investigador principal es el Dr. Martínez Fernández y que tiene como objetivo promover estudios sobre los procesos hidrológicos característicos del medio mediterráneo, sobre todo, aquellos que tienen una relación directa con la problemática medioambiental y la gestión de los recursos hídricos; en los que el eje vertebrador es la dinámica del agua y su relación con el territorio.
- El Grupo de “*Erosión y Desertificación en el Mediterráneo*” (*ERODERME*) de la Universidad de Murcia, dirigido por el Dr. Conesa García, centra su investigación, prioritariamente, en los problemas de uso, degradación y conservación ambiental en ambientes semiáridos mediterráneos, destacando también como líneas de acción el estudio de las formas y procesos fluviales, con especial intención a las alteraciones recientes en los sistemas fluviales producidas por el hombre; o los Sistemas de Información Geográfica aplicados a la Hidrología superficial.
- El Grupo “*Clima, Agua y Cambio Global*”, del Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales, de Aragón, dirigido por el Dr.

Cuadrat aborda, sin embargo, entre otros, la hidrología referente a fenómenos extremos como sequías, estiajes, crecidas e inundaciones, así como la evaluación de su impacto en el espacio y el tiempo. Asimismo, el estudio de la dinámica de los sistemas naturales permite el análisis de las relaciones entre tipos de tiempo, escorrentía y transporte de sedimentos y sus consecuencias e impactos en el contexto del cambio global. En él se encuadra también la línea de investigación del Dr. Ollero orientada al estudio hidrogeomorfológico de los sistemas fluviales en aplicación de la Directiva Marco del Agua.

- Por último, el Grupo de investigación al que pertenece la autora es el denominado “*Geografía Física Aplicada y Patrimonio*”, y cuyo investigador principal, el Dr. Baena Escudero, es el director de esta Tesis Doctoral. Este grupo, que inicia su andadura en el año 2001, tiene como líneas principales de su investigación, entre otras, la caracterización y evolución de los procesos geomorfológicos, con especial atención a los sistemas fluviales; y la definición de nuevas técnicas para la evaluación y el diagnóstico del Medio Físico y del Patrimonio.

1.2. EL ESTUDIO DE LOS RÍOS EN EL CONTEXTO DE LA GEOGRAFÍA FÍSICA

1.2.1. Los ríos como sistemas

La tradición en el estudio de los sistemas fluviales es larga y fructífera, constituyendo uno de los temas más tratados por las ciencias ambientales. Centrándonos en los antecedentes más directos, la mayoría de estos trabajos se inscriben en los campos de la ingeniería hidráulica, de la geomorfología y de las descripciones geográficas del paisaje.

El desarrollo contemporáneo de los estudios fluviales por los geógrafos fue retrasado por el modelo de DAVIS, hasta que en 1945, HORTON introdujo la aproximación cuantitativa en la Geomorfología Fluvial. Los trabajos de este investigador precedieron los estudios de las relaciones entre formas y procesos

fluviales explicadas por LEOPOLD y MADDOCK (1953); para ser considerados sistemas a partir de la década de los sesenta y setenta, en la medida en la que empiezan a caracterizarse por un equilibrio entre formas y procesos vinculado a una compleja historia de evolución del modelado (CHORLEY, 1962).

El espacio físico de los sistemas fluviales y, por ende, el marco geográfico de referencia lo constituye la *Cuenca fluvial*. A este respecto hay que señalar que optamos por una acepción más morfodinámica del término *Cuenca*, por un lado, para diferenciarla de una acepción más generalista y/ administrativa del concepto, esto es, *Cuenca hidrográfica*; y por otro, porque abordamos dicho espacio desde una concepción sistémica, en la que, SCHUMM (1977), teóricamente, distingue tres tramos fundamentales (*Zona de Captación o producción*, *Zona de Transferencia*, y *Zona de Sedimentación*) en función de los procesos morfogenéticos dominantes y los factores que controlan los procesos fluviales (Figura 1.1).

En ella, las líneas divisorias de aguas delimitan perfectamente el sistema a través del cual fluye constantemente energía y materia alimentada por *inputs* externos, básicamente climáticos, y evacuada en forma de *outputs* en la desembocadura, a modo de caudal líquido y sólido. De hecho, la cuenca fluvial ha sido frecuentemente tratada en la bibliografía como uno de los factores de intensificación de los eventos hidrológicos extraordinarios, esto es, las crecidas fluviales (WARD, 1978; MATEU, 1988); para lo que resulta fundamental conocer las características litológicas y morfométricas de estos espacios.

Además, los ríos constituyen, sin duda, los agentes más dinámicos que, en un sistema de proceso-respuesta, actúan sobre el dominio continental para escalas espaciales de cuencas vertientes. Por ello, la respuesta de un río a las modificaciones que experimenta su entorno ya sea de tipo climático, hidrológico, antrópico, o de cualquier otra índole, en tanto que suponen una ruptura en el equilibrio entre caudal y carga sólida transportada, quedan registradas tanto a nivel de morfometría de su cauce como de morfología y sedimentología de su llanura aluvial. En este sentido, considerar las cuencas de drenaje como sistemas abiertos o sistemas fluviales (SCHUMM, 1977) equivale a poner

énfasis sobre los ajustes e interrelaciones de procesos y formas (GREGORY and WALLING, 1973).

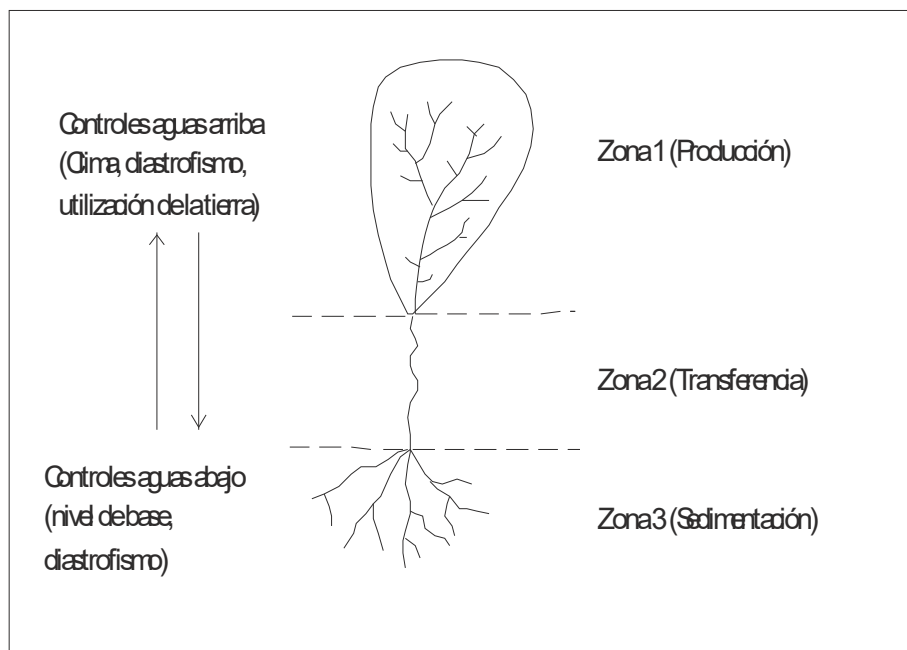


Figura 1.1. Esquema idealizado del sistema fluvial según Schumm (1977)

Por otra parte, el gran número de variables que afectan a los ríos, todas ellas interrelacionadas entre sí, así como los numerosos procesos que actúan tanto sobre el cauce, como sobre las laderas de la cuenca de drenaje, confieren a éstos la complejidad de un sistema estructurado, para cuyo estudio desempeña un papel fundamental la escala temporal y espacial. Así se puso de manifiesto desde los primeros estudios integrados del medio fluvial (SCHUMM and LICHTY, 1965; MORISAWA and VENTURY, 1975) donde ya se establecen diversas escalas temporales, *Cyclic time*, *Modern time* & *Steady time*, a la hora de abordar las causas principales en la evolución del sistema.

De este modo, para escalas temporales superiores a la decena de miles de años, son los Cambios Geológicos y los Cambios Climáticos los principales responsables de la ruptura del equilibrio del sistema fluvial, constituyendo variables independientes que repercuten directa o indirectamente sobre el resto (para este caso el relieve, la vegetación, y las dimensiones del valle). Por contra, para una escala de cientos de años (rango temporal medio), las variables que

intervienen directamente en los cambios de la dinámica fluvial (variables independientes) son cada vez más numerosas: geología, clima, vegetación, relieve, paleohidrología, dimensiones del valle, caudal medio y carga media transportada. Mientras que para un rango temporal corto (decenas de años), ha de tenerse en cuenta incluso la propia *morfología del cauce* por cuanto ésta se modifica como respuesta tanto a la descarga de agua y sedimento, como a las características del flujo que por él circulan. Es en esta horquilla temporal cuando la variable antrópica se erige en variable independiente, susceptible de ser analizada y teóricamente responsable de los principales cambios en la morfología del cauce.

A nivel espacial es necesario, como ya hemos expuesto anteriormente, no perder de vista la escala y la posición dentro del Sistema. En este sentido, en la Zona de Captación, son los procesos de ladera y progresión de *thalweg* los que fundamentalmente, pero no exclusivamente, controlan la morfogénesis, considerándose la vegetación natural, el clima y la antropización de los interfluvios o de los *thalweg*, los factores que inducen de manera directa la dinámica fluvial. Mientras tanto, en la zona de Transferencia, son sin embargo los procesos de acumulación/incisión los de mayor relevancia, estableciéndose una acomodación del cauce a las condiciones hidrogeomorfológicas derivadas de la zona de producción y de las variaciones del nivel de base en la zona de sedimentación. Por tanto, podemos hablar de cierto carácter externo para los factores que controlan la dinámica fluvial en esta Zona, esto es, los derivados de las zonas 1 y 3 que se trasladan aguas arriba y abajo; y de tipo interno, los efectos introducidos en ella por la confluencia de colectores, que además de aumentar el aporte sólido y líquido ordinario del río principal, contribuyen decisivamente en los momentos de máxima energía del sistema representados por las crecidas. Todo ello repercutirá en la formación de terrazas fluviales y llanuras de inundación en el tramo de transferencia. Por último, en la Zona de Sedimentación los procesos morfogenéticos que dominan son fundamentalmente de orden acumulativo, incidiendo especialmente en la morfología los cambios en el nivel de base, sea este el mar, otro río, un lago, embalse, etc; determinantes en el paisaje fluvial del lugar (deltas, marismas, etc.).

Estas consideraciones sobre las cuencas de drenaje como sistemas equivalen a poner énfasis sobre el medio físico integral de la cuenca, a la hora de abordar las intervenciones antrópicas y sus efectos en las mismas (GREGORY and WALLING, 1981). Y ello porque los ríos experimentan cambios constantes en su forma y en las dimensiones de sus parámetros más importantes, al constituir sistemas dinámicos controlados por el régimen hidrológico y por las características del transporte de sedimentos (LEOPOLD et al. 1964). Por tanto, cualquier alteración introducida por el hombre (cambios en el uso del suelo, canalizaciones, embalses, extracciones de áridos, etc.) implica importantes desajustes en la dinámica fluvial en general y en la hidrológica en particular (PETTS, 1977; BETHEMONT, 1977; PETTS, 1986; NEUVY, 1991; FRANCOIS et SARY, 1994; ASTRADE, 1998). Ello ha hecho que la capacidad humana para alterar el sistema natural, se haya convertido en la actualidad en uno de los aspectos que más preocupan a la comunidad científica en los albores del siglo XXI.

1.2.2. Los estudios sobre el régimen fluvial

Sin duda, uno de los temas cruciales en la investigación hidrogeográfica ha sido el estudio del régimen fluvial, considerado a la vez como el elemento más expresivo de la Hidrología fluvial, al reflejar en su modo de alimentación (componente espacial) y su variabilidad estacional (componente temporal) todos los factores que afectan a los ríos y a sus cuencas fluviales. Así lo entendió MAURICE PARDE, pionero en su estudio, desde las primeras décadas del siglo XX, quien apuntó la necesidad de su análisis en un mundo en el que el desarrollo de las actividades económicas y sociales pasaba por el mejor uso y aprovechamiento de los recursos hídricos. Con más de trescientas obras publicadas, será el autor que dará entidad en Europa a la ciencia de los ríos y riveras, definida por él, como ya expusimos en apartados anteriores, como Potamología. Su trabajo hidrogeográfico en numerosos ríos de Europa, Canadá y Australia, entre otros, llega a definir los principales factores que influyen en el régimen fluvial; los elementos que definen mejor el régimen, entre los que adquieren gran protagonismo las crecidas de los ríos; y la clasificación general de los regímenes fluviales. En este último caso, su aportación sigue

siendo asumida y mantenida por la comunidad científica hasta nuestros días, aunque con algunas consideraciones, como veremos a continuación.

Entre los factores que controlan los regímenes fluviales, M. PARDÉ (1935, 1942) establece por orden de importancia al relieve, el clima, la naturaleza del suelo y la cubierta vegetal; al considerar que, si bien la precipitación es la base de la alimentación de los cursos de agua, el relieve ejerce una influencia decisiva sobre la meteorología, acentuando o disminuyendo su cuantía e indirectamente condicionando el comportamiento y desarrollo de las formaciones superficiales edáficas. Por tanto, la clasificación de PARDÉ se basó en la conjunción de estos factores, apoyándose en los datos medios y dejando al margen los fenómenos excepcionales. Estableció así el autor una clasificación de regímenes integrada por los llamados simples, es decir, aquellos ríos cuyas cuencas vertientes presenten un mínimo de homogeneidad climática; y los regímenes complejos para aquellas otras en las que los ríos se nutren de dos o más modos de alimentación. En definitiva, PARDÉ definió un total de 8 grandes tipologías, con subtipos, entre glaciar, pluvial subtropical, nival de llanura, pluvial oceánico, pluvial de montaña, nival de transición, nivo-pluvial y pluvio-nival.

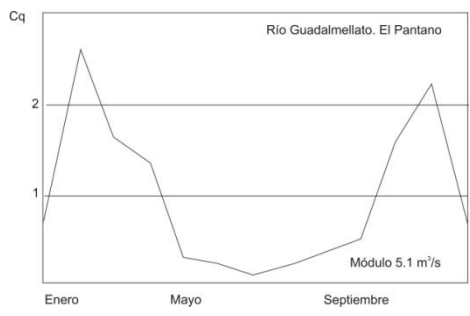
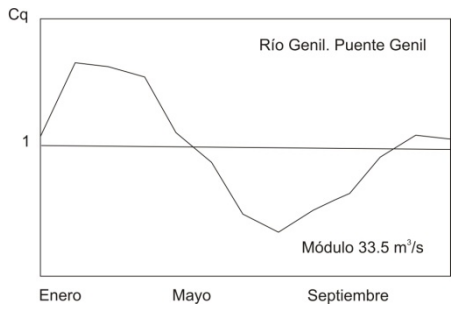
Las primeras consideraciones realizadas a esta clasificación vinieron de la mano de ESTIENNE (1968), quien consideraba que ésta, universalmente seguida, no era una clasificación esencialmente genética, sino que ante todo, se basaba en la forma de una serie de curvas representativas. Plantea, por tanto, como uno de los grandes inconvenientes de la misma, la inadaptación general de la clasificación a las grandes zonas climáticas; que, por otro lado, condicionan el tipo de régimen y su génesis. En este sentido GUILCHER (1965), y posteriormente LOUP (1974) y FRÉCAUT (1982, 1983) introducen, en sus respectivos trabajos, una acepción mucho más zonal de la hidrología fluvial, en la que el cuadro climático es el que impone la modalidad del comportamiento hidrológico.

En España MASACHS ALAVEDRA (1942; 1948; 1954) es el gran referente en los estudios sobre el régimen fluvial, manteniendo la línea de investigación abierta por PARDÉ en Europa; pero a la vez, apostando por una mayor

primacía de la dinámica atmosférica y los factores climáticos en la configuración de los regímenes fluviales. Por ello, la toponimia inicial que atribuye el autor a los tipos de regímenes fluviales de la Península Ibérica (pluvial o nival) determina perfectamente que la principal característica que los definen, es decir las variaciones estacionales, se deben fundamentalmente al carácter físico de la precipitación. En este sentido, MASACHS (1942) atiende principalmente a los regímenes simples, en los que introduce un nuevo tipo para los ríos andaluces, en cuyo estudio no habían reparado los especialistas centroeuropeos. Nos referimos al Régimen Subtropical Mediterráneo (Cuadro 1.1), cuya tipología está definida por un máximo principal a finales de invierno (febrero-marzo) con coeficientes superiores a 2, y un segundo máximo en diciembre que oscila entre 1,25 y 1,50; así como una disminución en enero acusado en las zonas influenciadas por el anticiclón peninsular. El mínimo estival alcanza su valor más acusado en agosto, frecuentemente por debajo de 0,15, asociado a la escasez de lluvias en verano, las altas tasas de evaporación y la retención de los regadíos.

En términos generales, la clasificación de MASACHS ha seguido retomándose hasta nuestros días (ARCHILLA Y MUÑOZ MUÑOZ, 1989; SALA SANJAUME, 1989; GARCÍA GONZÁLEZ, 1994; ARENILLA PARRAS et al, 1995; GIL OLCINA, 2004), aunque su nomenclatura ha sido objeto de alguna que otra reflexión. Así, ALBENTOSA SÁNCHEZ (1989), en sus análisis sobre la complejidad de los regímenes fluviales en España, considera que ésta no ha de definirse por la connivencia de dos tipos de alimentación distintos, léase nival o pluvial, sino por cuestiones relacionadas con las dimensiones de la cuencas, la litología, el tipo de vegetación y cobertura, así como la cada vez más acuciante intervención antrópica. En realidad son estas posibles variaciones a lo largo de una cuenca fluvial o, simplemente, que el río reciba afluentes con regímenes distintos, los que complejizan el comportamiento del colector analizado. En este sentido, el autor define como régimen simple aquél que sigue un río con un único sistema de alimentación y cierta homogeneidad en los demás caracteres físicos que la integran. Desde este punto de vista, la complejidad se iniciaría al sumarse en un colector, aguas procedentes de áreas con diferente clima, pertenezcan éstas al propio colector o a sus afluentes; y no cuando en una

cuenca hubiese una alimentación combinada de nieve y lluvia o lluvia y nieve. Asimismo, el autor ya señalaba para entonces situaciones que aún hoy en día siguen planteando verdaderos problemas de clasificación, como son los ríos controlados por una intensa karstificación o por una intensa antropización, que hacen que la variabilidad estacional pueda presentar cierta independencia de la alimentación climática.

Régimen Subtropical Mediterráneo	
<p>Tipo de alimentación</p> <p>♦ <u>Modo de alimentación pluvial</u> Obedece claramente al régimen de lluvias del SW de inicios y finales de invierno, generado por la posición latitudinal del frente polar. Este tipo de régimen revela, por tanto, la gran uniformidad que al ritmo de las precipitaciones proporciona el régimen del Oeste; en contraste con las fuertes diferencias temporales que ofrecen las precipitaciones en las zonas sometidas a la circulación mediterránea.</p> <p>♦ <u>Modo de alimentación pluvio-nival</u> En estas latitudes esta tipología de régimen se circunscribe a los ríos cuyas cabeceras se sitúan en cotas superiores a los 2.500 m de altitud.</p>	<p><i>Ríos Mariánicos (Pluvial)</i></p> 
<p>Vertiente Atlántica</p> <p>En la vertiente Atlántica fueron objeto de estudio los ríos Guadalquivir, Genil, Guadajoz y Guadiana Menor. Se aprecia la generalidad de las características del tipo subtropical mediterráneo; aunque se detectan particularidades que se reflejan en las precipitaciones de enero (<i>acción del anticiclón ibérico</i>), el módulo relativo de agosto (<i>obedece a altitud de sus cabeceras</i>), los valores modulares absolutos (<i>según la situación de las estaciones</i>) y el subtipo pluvio-nival (<i>en cabeceras superiores a los 2.500 m de altura</i>).</p> <p>Todo ello introdujo una variante en el régimen de la vertiente atlántica según sean ríos mariánicos o subbéticos.</p>	<p><i>Ríos Subbéticos (Pluvio-nival)</i></p> 

Cuadro 1.1. Variabilidad estacional del Régimen Subtropical Mediterráneo según Masachs (1942).

En esta línea apuntan los trabajos realizados en los últimos años en los principales ríos y ramblas españoles (FRUTOS MEJÍAS, et al., 2004; SEGURA BELTRÁN, 2004; LÓPEZ BERMÚDEZ, 2004; QUEREDA SALA et al., 2004; MARCO SEGURA, 2004), recogidos, parte de ellos, en la obra coordinada por GIL OLCINA (2004) titulada *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*. A decir verdad, la fuerte antropización a la que se están viendo sometidos los sistemas fluviales, infiere una progresiva pérdida de su comportamiento natural, que se manifiesta, de manera específica, en la alteración, entre otros, de su comportamiento estacional (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001). Por ello, las consecuencias hidrológicas de la construcción de embalses, como principal alterador del sistema hidrológico superficial, están empezando a ser evidentes en ríos como el Guadalquivir, el Ebro, el Guadiana, el Duero, el Segura, o las Ramblas del Golfo de Valencia, entre otros; con modificaciones en sus respectivos regímenes fluviales, según la capacidad de agua embalsada y los usos a los que vaya a ser destinada (PÉREZ PUCHAL, 1967).

En el caso del Ebro, los últimos estudios realizados, en comparación con los datos aportados por MASACHS (1948) reflejan por un lado, una disminución en los caudales de la mayoría de los meses (GARCÍA RUÍZ et al., 2001; FRUTOS MEJÍAS et al., 2004), y por otro, una regularización de la curva de caudales a lo largo del año, limitando los caudales altos y reduciendo también los estiajes (FRUTOS MEJÍAS et al., 2004). Por su parte, los trabajos realizados en los ríos y ramblas mediterráneos apuntan a modificaciones en el régimen fluvial tanto más significativas cuanto mayor es la capacidad del embalsamiento, pudiendo el régimen fluvial llegar hasta invertirse, con máximos en periodos estivales, cuando las necesidades hídricas son mayores (SEGURA BELTRÁN, 2004; LÓPEZ BERMÚDEZ, 2004). En cuanto al comportamiento anual, se detectan ciertas diferencias entre los ríos y ramblas del Golfo de Valencia y el río Segura, en tanto que, mientras SEGURA BELTRÁN (2004) asegura que los ríos mantienen su regularidad; LOPEZ BERMUDEZ (2004) certifica la mediocridad e irregularidad de los caudales del río Segura, por los grandes contrastes entre las abultadas avenidas y los prolongados y acusados estiajes.

En cualquier caso, lo interesante es que si la variable antrópica es capaz de modificar el comportamiento hidrológico natural de los ríos, en la medida en que supone la alteración tanto de su comportamiento modular como estacional, estaríamos ante un cambio en la concepción del régimen fluvial. Así, hasta el momento este se había definido como la manifestación hidrológica de las condiciones climáticas, litológicas, edáficas y de vegetación de una cuenca fluvial; ahora en cambio, la variable antrópica se está erigiendo en variable independiente, susceptible de ser abordada en sí misma en los estudios hidrológicos a escalas temporales de decenas de años. Por tanto, y si esta situación se detectara de forma generalizada en los ríos peninsulares, sería necesario la revisión de la clasificación general de los regímenes fluviales definida por MASACHS en la década de los cuarenta, en base al grado de antropización que experimenten sus cuencas fluviales.

1.2.3. La aproximación cuantitativa de la Geomorfología fluvial

1.2.3.1. La Morfometría

El término *morfometría fluvial* hace referencia a la medida de las propiedades geométricas de la superficie sólida de un sistema de erosión fluvial de forma que el análisis morfométrico de una cuenca se aplica a medir la erosión de los cursos de agua, interpretando las características geométricas de los elementos de las redes de drenaje (STRAHLER, 1964) para comprender la evolución del paisaje fluvial. Es por ello que, los trabajos sobre morfometría fluvial o Hidrografía, en el seno de la Geografía, frecuentemente han estado orientados a la interpretación hidrológica y/o geomorfológica de los sistemas fluviales. Y ello porque la morfometría de los cauces es una respuesta de los ríos a las modificaciones que experimenta su entorno y por tanto, ésta supone una ruptura en el equilibrio entre caudal y carga transportada.

Los antecedentes hay que encontrarlos a finales del siglo XVIII, cuando empieza a surgir la inquietud por la cuantificación de las redes de drenaje (SENCIALES, 1999, cfr. PLAYFAIR, 1801), aunque los mayores referentes de esta temática los encontramos a partir de la segunda mitad del siglo XX. En primer lugar, de la

mano de HORTON (1945) y sus modelos cuantitativos en el estudio del comportamiento fluvial; y después, de SCHUMM (1956), STRAHLER (1964), MORISAWA (1968), CHORLEY (1969), GREGORY y WALLING (1973), entre otros, y sus trabajos sobre el comportamiento y la evolución de las redes fluviales, y sus cuencas de drenajes.

En España, los trabajos sobre esta temática se han orientado, por lo general, al estudio morfométrico de cuencas de drenaje, lo que, en numerosos casos, conlleva una revisión crítica de los parámetros más utilizados para su posterior aplicación. Una de las principales aportaciones, a este respecto, la encontramos en los trabajos de SALA (1980; 1982) y de SALA y GAY (1981) a comienzo de la década de los ochenta; en los cuales, se demuestra la validez de parámetros como la *razón de elongación* o la *razón de bifurcación* en la interpretación hidrológica de los sistemas fluviales. Ambos autores, siguiendo a GREGORY & WALLING (1973), demostraron que las cuencas menos elongadas presentan un mayor retraso y riesgo de súbitas inundaciones, aunque cuencas con altas relaciones de bifurcación, si bien alcanzan picos de crecidas menores, estas pueden llegar a ser más rápidas en su desplazamiento como expresa gráficamente CHORLEY (1969) a finales de la década de los sesenta. Por su parte, los trabajos realizados por ROMERO DÍAZ y LÓPEZ BERMUDEZ (1987) y LÓPEZ BERMÚDEZ *et al.* (1988) en el alto Guadalquivir y en el alto Guadaletín respectivamente (Proyecto LUCDEME), aportan, entre otras consideraciones, importantes claves para la interpretación de la dependencia estructural en las redes de drenaje. A este respecto, en el Guadalquivir, demuestran cómo relaciones de bifurcación superiores a 5 y sobre todo superiores a 10, reflejan una fuerte dependencia estructural característica, por lo general, de cuencas estrechas y alargadas. Junto a ello, en las subcuencas del Guadaletín apuntan cómo las orientaciones de los órdenes superiores están muy condicionadas por los ángulos de confluencia y direcciones de los tramos de orden inmediatamente inferior; y cómo las longitudes de cauces en relación a la longitud del cauce principal, obedecen también a causas estrictamente estructurales.

Así mismo, los numerosos trabajos realizados en la Universidad de Málaga, de la mano de SENCIALES (1995; 1999) y de SENCIALES y FERRE BUENO (1992;

1993); fundamentalmente, a partir de la década de los noventa, suponen un nuevo impulso en el estudio morfométrico de la cuencas fluviales en el ámbito mediterráneo. De todos ellos, destacamos la obra de SENCIALES (1999) por considerarse fruto de las experiencias adquiridas en sus múltiples investigaciones, y por significar una valoración crítica de las metodologías más frecuentemente utilizadas, en este campo de investigación, por los diferentes investigadores que han tratado la dinámica hidrológica desde el ámbito de la Geografía Física o desde áreas afines.

Sin embargo, los estudios sobre morfometría fluvial no se ciñen estrictamente a la escala espacial de cuenca vertiente y redes de drenaje, sino que abordan, asimismo, la morfometría de los cauces meandriformes a escala de tramos fluviales. Son pioneros los trabajos de LEOPOLD and WOLMAN (1957,1960), WOLMAN and MILLER (1964), DURY (1965), CARLSTON (1965), BRICE (1974) y SCHUMM (1977), donde se establece una relación determinante entre la morfometría del cauce y el caudal del mismo; pudiéndose determinar el grado de respuesta alcanzado por el río ante la presencia de nuevas condiciones hídricas.

En el ámbito de la Geografía Física española, y aunque con menor peso específico, encontramos a partir de la década de los noventa una buena muestra de este tipo de trabajos, muy vinculados, en este caso, a la interpretación hidrogeomorfológica y paleohidrológica de los trazados meandriformes a escalas temporales de cientos y/o decenas de años (OLLERO, 1991; PINILLA *et al.*, 1995; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 1998; GARCÍA MARTÍNEZ *et al.*, 2001; URIBELARREA *et al.*, 2002).

1.2.3.2. Las inundaciones

La aproximación de los geógrafos a las avenidas fluviales ha sido paradigmática en el desarrollo de la Hidrogeografía, en cuanto a producción científica se refiere. Tomando como punto de partida la obra de BELGRAND (1861) sobre las inundaciones en el río Sena, este fenómeno hidrológico ha sido protagonista de una extensa bibliografía, principalmente por el riesgo que ha supuesto, históricamente, para las poblaciones asentadas en las riberas de

los ríos. En esta ingente bibliografía no faltan los trabajos que abordan las avenidas bajo un enfoque meramente descriptivo y local, destinados a estudiar fundamentalmente, las características hidrológicas de este fenómeno extremo (PARDÉ, 1956; MASACHS, 1954). Sin embargo, será a partir de la década de los setenta y ochenta, cuando comience a cobrar importancia no sólo el fenómeno en sí sino las repercusiones de estos eventos tanto a nivel antrópico, como ambiental o también hidrogeomorfológico (LAMBERT et VIGNEAU, 1981; MATEU, 1989; LAMBERT, 1989; ROSELLÓ, 1989; CARMONA y SEGURA, 1989; MILLER, 1990; CAMARASA, 1990; SEGURA BELTRÁN, 1996; RUIZ PEREZ y CARMONA, 1998; FARGUELL y SALA, 2002). En todo caso, persistiendo siempre la idea de caracterizar las avenidas como un hecho recurrente en el espacio y el tiempo, al que se le atribuye un carácter regional y geográfico otorgándoles a su estudio una perspectiva de carácter regional y geográfico (MATEU, 1989; MATEU y CAMARASA, 2000).

Junto a ello, adquieren importancia también los trabajos sobre Paleohidrología fluvial encaminados al estudio paleoclimático de las avenidas históricas, bien a través de archivos y referencias históricas (RUIZ PÉREZ, 1998; GARCÍA MARTÍNEZ, 2003), bien a través de interpretaciones geomorfológicas, estratigráficas y sedimentológicas de las llanuras de inundación (BORJA BARRERA y DÍAZ DEL OLMO, 1989; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 1997; BENITO et al., 1998; RICO HERRERO y BENITO, 2000). De igual modo, se intensifica el número de trabajos orientados a determinar las causas climáticas de las avenidas fluviales actuales; en los que se hace patente la preocupación por determinar los factores geográficos y/o climáticos que establecen el calendario de lluvias que generan estos fenómenos hidrológicos extremos y sus consecuencias en forma de desastres económicos y sociales (CAPEL MOLINA, 1974; ROSELLÓ, 1983; GIL OLCINA, 1989; CAPEL MOLINA, 1989; MATEU, 1990; ORTEGA BECERRIL y GARZÓN HEYDT, 2002). Como respuesta, y dado que en nuestro país las inundaciones constituyen un verdadero problema de dimensiones sociales y económicas graves, se generado, en las últimas décadas, gran interés sobre las posibles actuaciones en materia de prevención, seguridad y control de cara a disminuir los efectos catastróficos de estos fenómenos (CABEZAS CALVO-RUBIO, 1989;

BAUTISTA MARTÍN, 1989; NADAL REIMAT, 1993). Sin embargo, la ejecución de numerosas actuaciones hidráulicas en los cauces y sus llanuras aluviales con el deseo de minimizar los efectos de estos eventos hidrológicos ha provocado, en la mayoría de los casos, también una falsa percepción de ausencia o disminución del riesgo por avenidas, induciendo a un incremento en el aprovechamiento de las llanuras aluviales. A este respecto, algunos autores ya han dado la voz de alarma, al poner en evidencia las alteraciones que dichas actuaciones introducen en los cauces fluviales y en los elementos morfohidrológicos fundamentales para la laminación del flujo en sus llanuras de inundación; lo que implica un riesgo potencial añadido que, a largo plazo, provocará un aumento de los efectos y daños de estos (BAENA y GARCÍA MARTÍNEZ, 1995; BESCÓS y CAMARASA, 1998; GUERRERO y BAENA, 1998).

A decir verdad, el interés científico que despierta estos fenómenos hidrológicos, desde sus múltiples acepciones, es fiel reflejo de la ingente producción científica desarrollada desde el ámbito de la Geografía Física; así como de la creación de varias líneas de investigación abiertas en distintos Departamentos de Geografía de nuestro país.

1.2.3.3. La Geomorfología fluvial aplicada

El estudio de los ríos orientado a la comprensión de los fundamentos y procesos de la dinámica fluvial es uno de los pilares de la Geomorfología fluvial; disciplina desarrollada en el ámbito de la Geografía Física y la Geología. Tradicionalmente, la Geomorfología fluvial ha sido y sigue siendo, desde un punto de vista científico, una de las ramas más prolíferas de la Geomorfología, si se analiza la temática en publicaciones periódicas (GARCÍA RUÍZ, 1999) o a nivel de congresos geomorfológicos nacionales o internacionales (OLLERO *et al*, 2011). Esta realidad se debe en gran medida al interés por la dinamicidad y complejidad de los ríos, torrentes y ramblas como responsables, además de situaciones de riesgo (crecidas fluviales), de intensas y conflictivas interacciones con el hombre (regulación de las cuencas, ocupación de llanuras de inundación y ramblas, etc.). Así, la Geomorfología fluvial abre, desde sus

comienzos, un amplio campo de investigación que abarca desde las complejas interacciones que definen los sistemas fluviales (SCHUMM and LICHTY, 1965), hasta estudios específicos sobre la definición morfológica de los diferentes cursos de agua (LEOPOLD and WOLMAN, 1957); pasando por la aplicación de estos contenidos a la problemática ambiental y territorial de los espacios fluviales (KNIGHTON, 1984; MORISAWA, 1985; PETTS & FOSTER, 1985).

Sin entrar en antecedentes anteriores, es en la segunda mitad del siglo XX cuando se asienta este saber científico, a partir de los estudios sobre geometría hidráulica (LEOPOLD and MADDOCK, 1953), tipologías de cauce (LEOPOLD and WOLMAN, 1957) o sobre formación de llanuras de inundación (WOLMAN and LEOPOLD, 1957); cobrando verdadero impulso, la geomorfología fluvial, a partir de la obra "*Fluvial processes in Geomorphology*" de LEOPOLD, WOLMAN y MILLER, y que publicada en 1964, sistematizó los conocimientos sobre dinámica y procesos fluviales. Por su parte, la década de los setenta y ochenta supuso un nuevo impulso para los estudios sobre geomorfología fluvial, de la mano de autores como SCHUMM (1977), DUNNE y LEOPOLD (1978), RICHARDS (1982) y MORISAWA (1985); auténticos expertos en procesos geomorfológicos, dinámica de cauces y llanos de inundación. Mientras que a partir de los noventa, empiezan a destacar enfoques más multidisciplinares conducentes a la gestión ecológica e hidrogeomorfológica de los ríos, así como a la ordenación territorial y la restauración ambiental (AMOROS y PETTS, 1993; GURNELL y PETTS, 1995; THORNE *et al.*, 1997; KONDOLF y PIÉGAY, 2003).

Sin embargo, y pese a que la Geomorfología fluvial es una disciplina muy desarrollada desde hace más de un siglo y consolidada desde un punto de vista técnico desde los años 60, en la actualidad, y sobre todo en España, se tiene poco en cuenta en procedimientos de gestión y en ámbitos de conservación y restauración, o lo que es lo mismo, se ha utilizado poco en la solución de problemas concretos (OLLERO *et al.*, 2011). De ahí, la reivindicación de muchos profesionales de la geomorfología fluvial en considerar los procesos y formas como valores en sí mismos del sistema fluvial

y como clave de conservación; más allá del valor puramente ecológico que se le ha dado hasta el momento a la conservación y restauración fluvial. De esta manera, la Geomorfología fluvial puede convertirse en una herramienta de diagnóstico sobre el estado del sistema fluvial actual (OLLERO *et al.*, 2011).

2. FUNDAMENTOS PARA EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA DE LOS RÍOS

Tal y como ya se ha expuesto, esta investigación pretende entroncar con la hidrogeomorfología fluvial y por tanto en ella, el estudio de los ríos se aborda desde esta doble perspectiva (hidrológica y geomorfológica) con el fin de poner en relación el comportamiento hidrológico con algunos procesos fluviales en ríos meandriiformes, a través de las formas que adquieren sus cauces y llanuras de inundación. En este sentido, no podemos perder de vista que los ríos constituyen, sin duda, los agentes morfogenéticos más dinámicos que, en un sistema geomorfológico de proceso-respuesta, actúan sobre el dominio continental para escalas espaciales de cuencas vertientes. Por ello, la respuesta de un río a las modificaciones que experimenta su entorno ya sean de tipo climático, hidrológico, antrópico o de cualquier otra índole, en tanto que supone una ruptura en el equilibrio entre caudal y carga sólida transportada, quedan registradas tanto a nivel de morfometría de su cauce como de morfología y sedimentología de su llanura.

2.1. EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO

Múltiples son los factores que controlan el comportamiento hidrológico superficial de un sistema fluvial a escala de cuenca vertiente. Entre ellos, los parámetros climáticos así como la actividad antrópica inciden directamente sobre su comportamiento en cuanto a volumen de caudal circulante o a variabilidad estacional se refiere. Sin embargo, en ocasiones puede existir otros aspectos de carácter local como la influencia mareal o la confluencia de colectores que merecen especial atención en la medida en la que pueden incrementar las consecuencias del comportamiento hidrológico de estos sistemas, sobre todo en avenidas. En el primer caso, se les denominará inundaciones estuarinas (ALEXANDER, 1993), por producirse en situaciones sinérgicas entre la crecida fluvial y la subida de la marea que genera un tapón hidráulico en el área de desembocadura. Mientras que en el segundo, siempre

conlleven una mayor velocidad en la transmisión de la onda de crecida (VANNEY, 1970).

En las últimas décadas, el estudio del comportamiento hidrológico fluvial ha ido adquiriendo protagonismo en la medida en el que se ha ido considerando fundamental para la determinación del estado ecológico de los sistemas fluviales (GONZÁLEZ DEL TANAGO y GARCÍA JALÓN, 1995; OLLERO *et al.*, 2003; MARTÍNEZ y JUSTE, 2006), uno de los objetivos principales de la Directiva Marco de Agua 200/60CE. En este sentido, tanto la cantidad de caudal circulante por el cauce como su distribución temporal (estacional e interanual), así como sus procesos extremos (avenidas y estiajes) responden a la dinámica natural de un sistema que cumple así su función de transporte hidrológico. Por tanto, las fluctuaciones hidrológicas en el cauce se erigen en un indicador clave en la valoración de la calidad integral de los ríos como se pone de manifiesto en el Índice Hidrogeomorfológico (IHG) elaborado por OLLERO *et al.* (2008), a partir de los trabajos realizados en la cuenca del Ebro (OLLERO, 2004; OLLERO *et al.*, 2003; DÍAZ y OLLERO, 2005; OLLERO *et al.*, 2006). Basado en tres ejes fundamentales como son la calidad funcional del sistema (naturalidad del régimen de caudales, disponibilidad de sedimentos, funcionalidad de la llanura), la calidad del cauce (naturalidad del trazado y la morfología en planta, continuidad y naturalidad de los procesos longitudinales y verticales, naturalidad de las márgenes y movilidad lateral) y la calidad de las riberas (continuidad longitudinal, anchura del corredor ribereño, estructura, naturalidad y conectividad lateral); el IHG nace con el propósito de solucionar o reducir los problemas ambientales de los sistemas fluviales, mejorar y conservar su funcionalidad y naturalidad, así como reivindicar sus valores hidrogeomorfológicos no supeditándolos a los biológicos tal y como establece la Directiva Marco del Agua. Se parte pues de que, la calidad funcional del sistema pasa por un análisis en profundidad de las fluctuaciones hidrológicas que experimenta el cauce ya sea a nivel estacional o interanual, mediante la consideración de sus valores modulares; o en condiciones hidrológicas extraordinarias, mediante el estudio de los estiajes y las crecidas e inundaciones.

2.1.1. El régimen fluvial y su registro morfohidrológico

Como ya se ha indicado, el caudal circulante en un sistema fluvial es considerado el resultado de la interrelación de todos los procesos hidrológicos a escala de cuenca vertiente, pudiendo significar la síntesis del ciclo hidrológico continental (Vid. 1.2.2).

Por tanto, el régimen fluvial puede ser considerado como un modelo teórico del comportamiento fluvial, en el que queda reflejado tanto la fuente de alimentación del caudal (lluvia, nieve, hielo etc.), como la variabilidad estacional del mismo (Fig. 2.1). En consecuencia, el régimen fluvial refleja el comportamiento hidrológico medio de un río para una serie temporal lo suficientemente amplia como para que sea representativa de dicho comportamiento. En él queda representado tanto el periodo de aguas altas, integrado por aquellos meses con caudales medios superiores al módulo ($Cq > 1$), como los máximos estacionales y el periodo de aguas bajas, con caudales medios inferiores al módulo ($Cq < 1$) y en el que puede llegar a identificarse estiajes, para meses en los que el coeficiente de caudal se aproxime a cero.

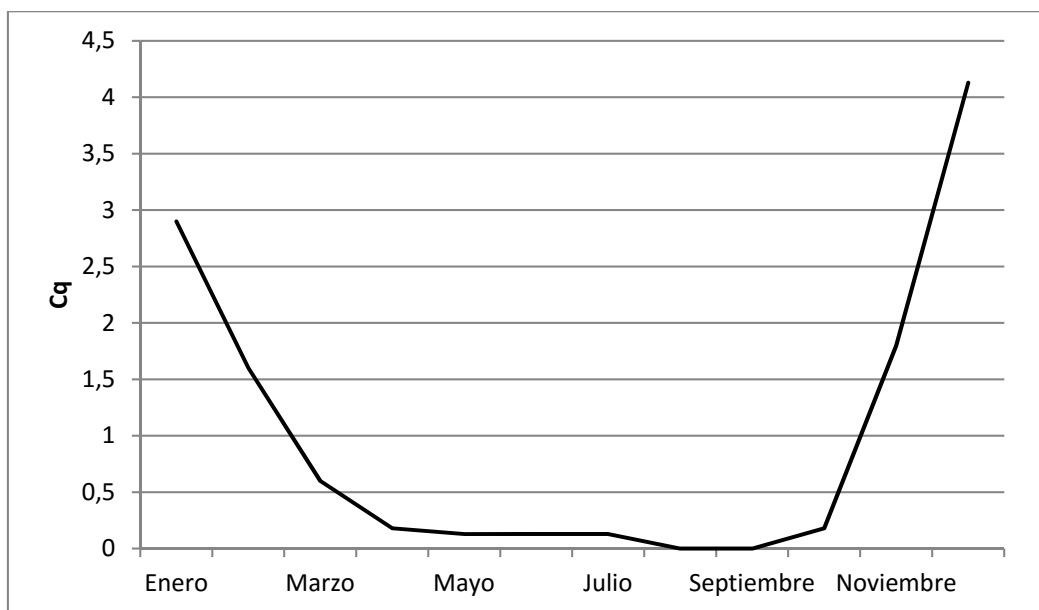


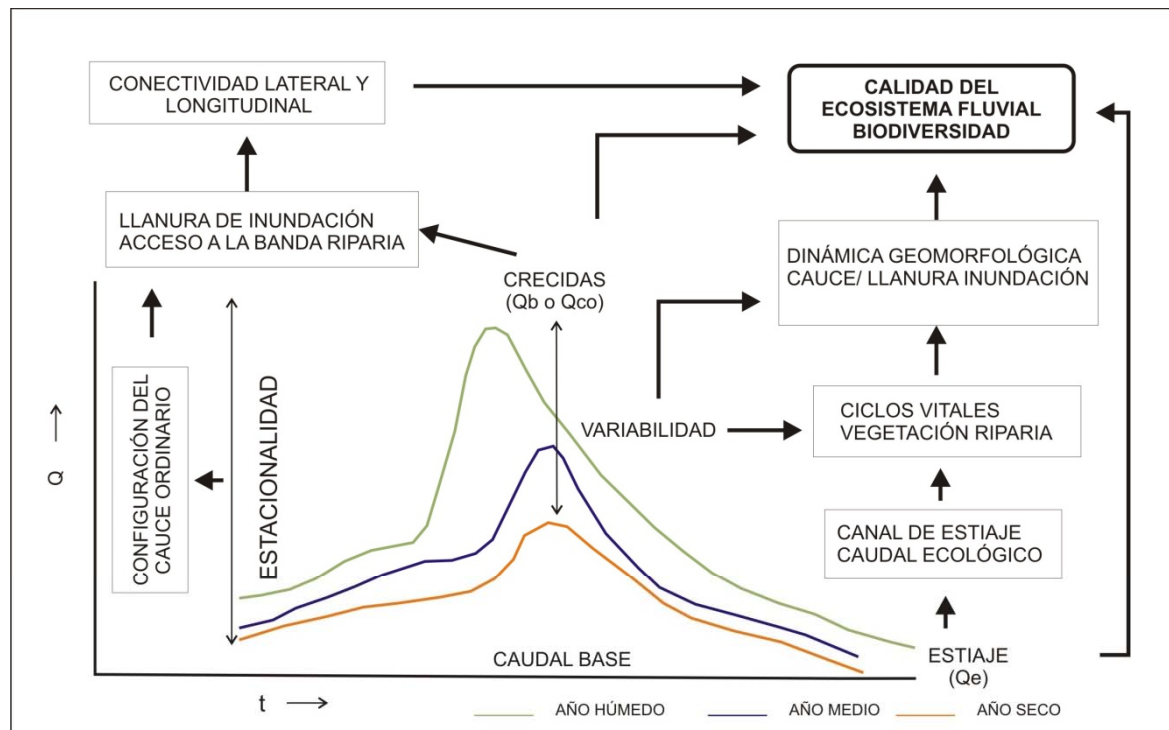
Figura 2.1. Ejemplo de régimen fluvial. Río Guadamar en la estación de El Guijo (1980-1991)

Así pues, el régimen fluvial como exponente teórico del modo en el que fluye un río tiene, a su vez, fuertes implicaciones geomorfológicas y ecosistémicas empíricas que se hacen especialmente evidentes a nivel de morfología del cauce y sus riberas, tal y como se ejemplifica mediante tres años hidrológicamente diferentes, esto es, año húmedo, año medio y año seco (Fig. 2.2).

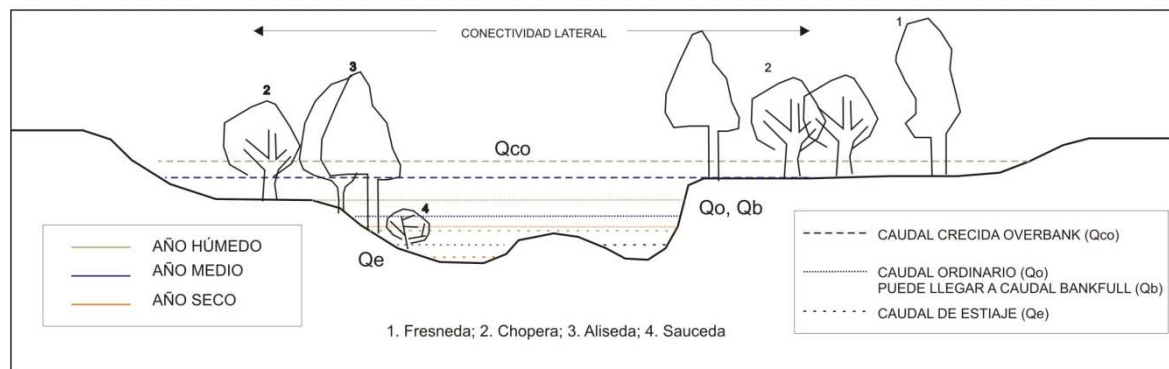
Teniendo en cuenta que la crecida fluvial es el fenómeno hidrológico con mayor capacidad morfogenética sobre el cauce y la llanura, la variabilidad natural de estos episodios supondrá los cambios más importantes en la dinámica geomorfológica, a la vez que permita el desarrollo de los ciclos vitales de la vegetación riparia, asegurando la conectividad lateral y longitudinal en el sistema. De esta manera, el comportamiento hidrológico natural de un río en régimen de crecidas presenta una gran variabilidad en las magnitudes de las crecidas, esto es, desde una crecida ordinaria que puede no superar el estado de *bankfull*, a otra de carácter extraordinario que ocupa la llanura de inundación en estado de *overbank* (Fig. 2.2).

Por otro lado, el estiaje puede ocasionar desde el descenso de la capa de agua freática, hasta llegar a secarse el cauce, lo que acarrea la pérdida de higrófitos; o incluso la desconexión o su desaparición si los estiajes son acusados (MESÓN GARCÍA, 1987). Por último, la variabilidad estacional de los caudales ordinarios, entendidos estos, como el caudal medio que circula por una sección fluvial dada para un periodo de tiempo determinado, son responsables, junto a la carga transportada, de la configuración del propio lecho para su óptima evacuación (TRICART, 1961; SCHUMM, 1977).

Si atendemos a las condiciones hidrogeomorfológicas de la llanura de inundación, TRICART (1961) es uno de los primeros autores que pondrá en evidencia la relación existente entre el régimen natural del caudal, en función de su frecuencia, y los tipos de lechos presentes en ella (Fig. 2.2). De esta manera, el “cauce de sequía” o de estiaje, que está incluido en el lecho menor es utilizado para el escurrimiento de las aguas bajas.



a)



b)

Figura 2.2. Implicaciones del régimen fluvial: a) en la calidad del ecosistema fluvial en condiciones naturales (basado en Martínez y Juste, 2006, *cfr.* Arthington, 1997); y b) en la dinámica geomorfológica (elaboración propia).

En este caso, dicho cauce puede ser perfectamente reconocible morfológicamente en aquellos regímenes con periodos de estiaje acusados. El “lecho menor” o cauce ordinario que, generalmente se encuentra bien delimitado morfológicamente en la llanura, presenta una circulación permanente de su masa de agua; siendo la variabilidad del caudal junto con la carga transportada dentro del él, la responsable de la configuración morfológica del propio cauce. Es lo que SHUMM (1977) denominó cauce ordinario o *bankfull*. Por su parte, el lecho mayor periódico (llanura de inundación) es regularmente ocupado por los desbordamientos (*overbank*), mientras que el lecho mayor excepcional es por donde discurren las crecidas con magnitudes de caudales excepcionales.

Desde un punto de vista ecosistémico es precisamente el régimen de caudales y sus efectos sobre los cauces fluviales el garante de la composición y distribución de la vegetación riparia, así como de su estructura y abundancia (AUBLE y FRIEDMAN, 1994; AUBLE et al., 2005). La variabilidad estacional e interanual del régimen hidrológico determina igualmente el mantenimiento de la biodiversidad natural y la integridad de los ecosistemas acuáticos (POFF et al., 1997), por lo que, el éxito en la conservación de la calidad ecológica y funcional de nuestros ríos, depende de la capacidad de proteger o restaurar los principales aspectos del régimen natural de caudales (ARTHINGTON, 1997; RICHTER et al., 1998; BUNN y ARTHINGTON, 2002; OLLERO et al., 2008). Esto además no es posible si no conocemos cómo las variables hidrológicas interactúan con los procesos biológicos, controlando la funcionalidad de los distintos componentes del ecosistema fluvial (MARTÍNEZ y JUSTE, 2006).

Son por tanto, las pulsaciones, los ritmos o las fluctuaciones de caudal los que regulan de manera general los intercambios ecológicos entre las distintas unidades acuáticas y terrestres del hidrosistema fluvial (Fig. 2.2) y, por tanto, fundamentales para la supervivencia de los corredores ribereños en la llanura de inundación (JUNK et al., 1989; TOCKNER et al., 2000). Con ello, Los bosques de ribera constituyen enclaves de extraordinaria relevancia desde el punto de vista de la conservación de la biodiversidad y de la estructura del paisaje. De hecho, la literatura científica pone de manifiesto que los espacios

fluviales y sus bosques riparios asociados poseen, en general, unos valores de biodiversidad y paisajísticos más elevados que sus áreas circundantes (GREGORY et al., 1991; MALANSON, 1993).

Por consiguiente, el mantenimiento del régimen fluvial en condiciones naturales se constituye en un factor determinante para una óptima conectividad longitudinal y lateral en la llanura que permita una correcta funcionalidad de la misma así como el desarrollo de la vegetación de ribera. Esta a su vez, ayuda a la estabilización de sedimentos asociados a las orillas y llanuras de inundación, evita la erosión de las márgenes y suministra elementos, tales como ramas caídas, troncos muertos y raíces, que favorecen la retención de sedimentos y la creación de nuevos hábitats (GREGORY et al., 2003).

2.1.2. Variabilidad hidrológica interanual

La cantidad de agua que circula por los ríos también varía, de unos años a otros, en función de la interrelación existente entre el gran número de variables de las que depende su comportamiento hidrológico a escala de cuenca vertiente. Pero de todas ellas, serán los *inputs* externos, básicamente climáticos, los responsables más directos de la evacuación natural en forma de *outputs* en la desembocadura, a modo de caudal líquido (MATEU, 1990). De este modo, y en condiciones naturales, la variabilidad hidrológica de los ríos mediterráneos, tanto a nivel estacional como interanual, vendrá definida inicialmente por parámetros principalmente climáticos, aunque existen otros, como el tipo o densidad de la cubierta vegetal, el cambio de usos, o el uso y gestión de sus aguas, que modifican también el comportamiento interanual de los ríos (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001; LÓPEZ BERMÚDEZ, 2004; FRUTOS et al., 2004). A decir verdad, el grado de antropización que están experimentando los sistemas fluviales mediterráneos desde la segunda mitad del siglo XX no sólo está alterando el comportamiento hidrológico de los ríos sino también su respuesta a parámetros estrictamente climáticos (VANNEY, 1970; WILLIAMS y WOLMAN, 1984; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001.).

Por otro lado, el análisis temporal del caudal, junto con otros aspectos, puede ser clave en la interpretación de la evolución hidrogeomorfológica experimentada en cauces (reducción de anchura, incisión, acumulación, etc.) y llanuras de inundación (funcionalidad hidrológica), para escalas temporales de decenas de años. Así se puso de manifiesto en los primeros estudios fluviales al establecer una relación determinante entre las modificaciones detectadas en el cauce con los cambios en la descarga fluvial (SCHUMM and LICHTY, 1965; MORISAWA and VENTURY, 1975). A estas escalas, los procesos de erosión y sedimentación generan una dinámica que se manifiesta en cambios de trazado y modificaciones en la funcionalidad de la llanura aluvial. Así, una disminución del caudal modular a lo largo de la serie, conlleva a nivel geomorfológico una evolución del cauce caracterizada por migración lateral, reducción de la anchura e incisión (GARCÍA MARTÍNEZ, 1996; BAENA, 1997; GARCÍA MARTÍNEZ *et al.*, 1999). A lo que se le une la migración de la vegetación de ribera para satisfacer sus necesidades hídricas, ocupando el lecho menor (Fig. 2.3); pudiendo suponer un obstáculo en la evacuación de las crecidas excepcionales (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001).

El estudio hidrológico de la variabilidad interanual arranca con los primeros trabajos de MASACHS (1954), limitados entonces a la identificación del coeficiente de irregularidad interanual. De esta manera y a partir del estudio de los principales ríos de la península, MASACHS definirá diferentes valores de irregularidad en función del régimen fluvial. Entre todos ellos, destacan los regímenes pluviales (mediterráneo y subtropical) como los que presentan la mayor irregularidad interanual (entre 5-10 e infinito, según el caso). Ello se debe, según el autor, a la gran irregularidad de las precipitaciones tanto en la frecuencia como en la cuantía y a la fuerte evaporación; que provoca que en no pocos ríos, en años secos, el río pase el año entero sin circulación por la estación de aforo, llevando este solamente un exiguo caudal subálveo, en cuyo caso la irregularidad será infinita.

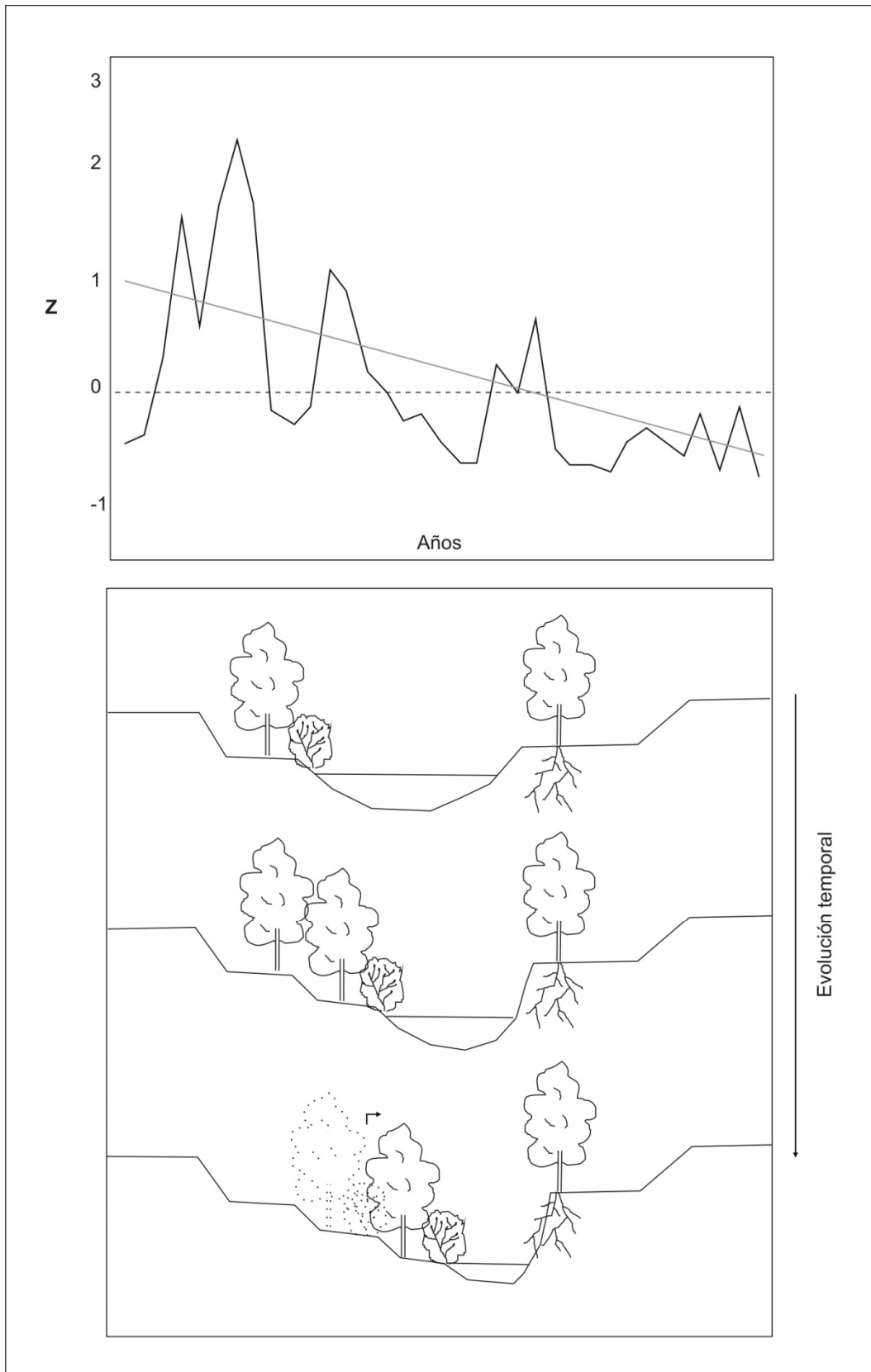


Figura 2.3.: Modelo teórico de la relación existente entre la disminución progresiva del caudal en una serie temporal y la respuesta en la evolución del cauce, a partir del comportamiento en el Guadalquivir para su tramo bajo (Baena, 1997)

Posteriormente, y en un contexto de cambio climático y de déficit hídrico, el análisis de la variabilidad interanual no solo pasa por el estudio de su irregularidad, sino también por el análisis de su tendencia, normalmente encuadrada en estudios sobre evoluciones históricas de las aportaciones o los recursos hídricos a nivel de cuenca. Entre ellos, adquieren relevancia aquellos que abordan el comportamiento hidrológico interanual no solo como respuesta al comportamiento serial de la precipitación sino a otros agentes, normalmente antrópicos (cambios de usos del suelo, expansión del regadío, explotación de las aguas subterráneas, construcción de embalses), que pueden alterar dicho comportamiento (LÓPEZ BERMÚDEZ, 1990, 2004; OLLERO et al., 2004; FRUTOS et al., 2004).

En este sentido entendemos que el análisis estadístico del comportamiento hidrológico interanual, en la medida en el que puede analizar las características de la distribución normal a la que suele ajustarse los valores medios de los caudales anuales, identificar una posible tendencia en el comportamiento o rupturas bruscas de homogeneidad; puede aportar claves no sólo para la interpretación del comportamiento hidrológico de los ríos, sino también en la detección de posibles alteraciones en el mismo.

2.1.3. Fluctuaciones hidrológicas extremas

En el estudio de los componentes del régimen fluvial cobra especial atención, por su significado hidrogeomorfológico y también ecosistémico, las crecidas y los estiajes fluviales; considerados a veces, elementos del régimen de carácter extremo o excepcional por su magnitud o frecuencia.

2.1.3.1. Crecidas

Desde un punto de vista conceptual, la crecida de un río, también llamada popularmente riada, es un proceso natural, sin periodicidad, por tanto aleatorio y de grandes consecuencias geomorfológicas y ambientales. Lleva consigo un incremento importante y repentino del nivel de la corriente, que puede desbordar el cauce menor, o estado de *bankfull*, para ocupar progresivamente

el cauce mayor hasta alcanzar un máximo o punta de caudal a partir del cual desciende. Son considerados episodios de estrés hídrico cuya manifestación espacial depende, preferentemente, de la magnitud de la crecida; por lo que pueden constituir episodios locales o bien, generalizados a nivel de cuenca o incluso a nivel regional. Algo más complicado resulta determinar el umbral a partir del cual puede hablarse de la existencia de una crecida. No encontramos unanimidad, a este respecto, en la comunidad científica aún cuando es imprescindible diferenciarla respecto de cualquier proceso de aguas altas ordinarias. Así, OLLERO (1997) establece que para los hidrólogos este umbral resulta de multiplicar por 3, por 5, o incluso, a veces, por 10 el caudal medio anual.

Por otro lado, autores como FRÉCAUT (1964) definen al periodo de aguas altas como incrementos de caudales anuales y relativamente regulares, mientras las crecidas son por definición excepcionales e irregulares, aunque precisamente suelen acontecer dentro del período de aguas altas. OLLERO en cambio, pone el acento para su definición en el objetivo del trabajo aún cuando considera que un umbral muy útil puede ser el desbordamiento, entendido éste como el proceso en el que las aguas sobrepasan la situación de *bankfull* o cauce menor lleno. Por tanto, se hablaría de crecida cuando hubiera peligro de inundación en el lecho mayor y esta pudiera producir daños; en caso contrario se definiría como periodo de aguas altas ordinarias. Sin embargo, si pusiéramos el acento explícitamente en la ordenación del territorio, tal y como establece OLLERO (1997), no estaríamos controlando las crecidas ordinarias, esto es, las que se generan dentro del cauce ordinario cuando las aguas alcanzan el estado de *bankfull* sin que exista disipación por desbordamiento. Estas crecidas son consideradas por la literatura internacional (LEOPOLD & WOLMAN, 1957; KNIGHTON 1998, cfr. ACKERS y CHARLTON, 1956; LEOPOLD, WOLMAN & MILLER, 1964), el caudal geomórfico más efectivo, al ser el proceso de máxima velocidad y energía de la corriente, presentando pues una gran eficacia geomorfológica, aún cuando sus aguas no ocupen la llanura de inundación.

En la identificación de este umbral de *bankfull* desde un punto de vista estadístico, generalmente se le asigna una recurrencia empírica estimada y variable de entre 1,5 y 2,4 años (KNIGHTON, 1998 *cfr.* RICHARDS, 1982); mientras que SELBY (1985) lo establece en un periodo de recurrencia de 1,58 años (SENCIALES, 1999). Sin embargo, puede ser algo más complicado de establecer si se tiene en cuenta las características morfológicas de los cauces y la existencia de numerosos obstáculos naturales o antrópicos asociados a los mismos.

Desde un punto de vista hidrodinámico, todo incremento de caudal supone un incremento energético (*inputs* y *outputs*) en el sistema necesarios para su propio equilibrio dinámico (GARZÓN, 1987); considerándose un proceso geomorfológico decisivo en la dinámica de los sistemas fluviales por afectar tanto a cauces como a áreas potencialmente inundables (ROSELLÓ, 1972, MATEU, 1990). Por tanto, la irregularidad y el desequilibrio es muchas veces más trascendente que los valores medios: unas horas de crecida pueden modificar más el paisaje que decenas de años de escorrentía normal (ROSELLÓ, 1972). Dicha afección puede suponer la elevación progresiva del nivel de las aguas en llanos de inundación (*inflow*) o la propagación desde el río hacia las cotas más bajas de la llanura de inundación (*outflow*). En cualquier caso, la crecida puede conllevar en la llanura una inundación de carácter súbito (*flash flood*) o una inmersión progresiva en manto de la avenida (*sheet flooding*). De los dos tipos, la inundación de tipo *flash flood* no es habitual en cauces mediterráneos europeos, en condiciones naturales (GIL OLCINA, 1983; GAUME *et al.*, 2009; MARCHI *et al.*, 2010), por lo que su manifestación en ese contexto puede deberse a fenómenos hidrológicos inducidos (DÍAZ DEL OLMO *et al.*, 2014).

Aunque cada crecida presenta una evolución en el espacio y en el tiempo distintas, la plasmación de esta en un hidrograma se traduce en una curva de ascenso más o menos brusca, que reflejará el proceso de concentración del caudal y una curva de descenso más o menos lento de las aguas, que supondrá el proceso laminador tras la punta de crecida. Ahora bien, cada episodio puede evolucionar de una manera distinta según el tramo de la

cuenca, por lo que no se puede extrapolar ni es especialmente fiable modelizar (OLLERO, 1997).

2.1.3.2. Estiajes

Recibe el nombre de estiaje aquél periodo del régimen fluvial en el que el río desciende hasta sus valores mínimos de caudal. Este momento hidrológico puede ser considerado normal, dentro del comportamiento de su régimen, en la medida en la que alcanza condiciones similares todos los años (como es el caso del verano en regímenes pluviales, o del invierno en regímenes nivales); o puede resultar un período episódico en cualquier época del año.

El análisis de los estiajes plantea dificultades metodológicas. La más tradicional de las definiciones de estiaje nos habla de un descenso considerable de caudal que va más allá de su reducción a la mitad del módulo. Sin embargo, si se parte de este umbral la frecuencia de los estiajes, sobre todo en ríos poco caudalosos, es abrumadora (FRUTOS *et al.*, 2004). Por ello, se ha intentado ensayar con otros parámetros, considerando finalmente como día en situación de estiaje todo aquel cuyo caudal medio sea inferior a la mitad del caudal medio mensual más bajo para cada estación de aforo. La bondad de este método ya se ha comprobado en trabajos realizados en la cuenca del Ebro (FRUTOS *et al.*, 2004).

Esta situación hidrológica propia de los regímenes naturales de carácter pluvial, implica, con carácter general, una menor velocidad del flujo y por tanto una menor capacidad de transporte de sedimentos. Predominan, en consecuencia, los procesos sedimentarios, especialmente en las áreas de confluencia donde queda depositada la carga sedimentaria trasferida por los afluentes.

Por su parte, la vegetación de ribera evoluciona sometida a determinados tipos de regímenes de caudales y por tanto sus ciclos biológicos están adaptados a las variaciones estacionales propias de dicho régimen. Ello hace que las condiciones ecológicas de este sistema tolere caudales mínimos durante un estiaje más o menos largo e incluso caudales insignificantes durante uno o

varios días. Pero obviamente no puede subsistir durante episodios largos a los que no está adaptada, lo que supondría la alteración ecológica del ecosistema (BAEZA SANZ y GARCÍA DE JALÓN, 1997).

Con todo ello podemos decir que el comportamiento hidrológico estacional, interanual o extremo, de la misma manera que supone el mantenimiento o no de la calidad funcional del sistema, influye decisivamente en la configuración hidrogeomorfológica de las áreas de confluencia. Estas, denominadas por KENWORTHY and ROADS (1995) como Zonas de Confluencia Hidrodinámica (CHZ) presentan cierta particularidad hidrológica, dinámica y morfológica. Así, desde un punto de vista hidrológico, los afluentes conllevan un aporte de caudal al río principal que puede mantener la misma variabilidad estacional que la del cauce principal, en el caso de que mantengan el mismo régimen fluvial, o puede variar su estacionalidad hidrológica cuando, o no tengan el mismo régimen fluvial, o uno de ellos esté controlado por la intervención humana. En este último caso, no sólo la variabilidad estacional se verá alterada sino también la transferencia sedimentaria, lo que conllevará cambios morfodinámicos importantes, como tendremos ocasión de analizar en siguientes apartados. Sin embargo, en estos ríos controlados, la confluencia de otros tributarios, que vuelvan a suministrar caudal, sedimentos, nutrientes, etc. al río principal, pueden ayudar a mitigar los impactos ecológicos asociados a estas infraestructuras (RICE *et al.*, 2001a; 2001b).

Pero sin duda, la particularidad hidrológica de las zonas de confluencia se concentra en los periodos de máximos hidrológicos. En estos momentos y en el caso de que no compartan el mismo régimen fluvial, el río crecido al no recibir los caudales de su tributario, genera un tapón hidráulico, de manera que su propia crecida penetra en aquéllos, provocando inundación al remansar sus descargas (OLLERO, 1997). Si por el contrario coinciden las crecidas de los dos confluentes, los efectos del tapón hidráulico en las zonas de confluencia serán mucho más graves y complejos; pudiendo traer consigo cambios morfológicos de importancia en la llanura de inundación inmediata.

2.2. DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA EN RÍOS MEANDRIFORMES Y SUS REGISTROS PALEOHIDROLÓGICOS

2.2.1. Ríos meandriformes y llanura aluviales

2.2.1.1. Formación de meandros

Los ríos meandriformes (*meandering channel*) se caracterizan por la presencia de un único cauce en cuyo trazado se desarrollan curvas alternantes más o menos regulares, que reciben el nombre de meandros. La aparición de estos cambios en la dirección de la corriente es el resultado de la adaptación del lecho móvil a un flujo medianamente rápido y activo, afectado por una turbulencia notable y la cual genera el transporte de la carga mediante mecanismos mixtos de tracción y suspensión. El carácter esencialmente turbulento y modelador de la escorrentía fluvial está ocasionado por la variación en los gradientes de velocidad de ésta a lo largo del cauce, y la rugosidad del mismo. Evidentemente la existencia de márgenes y un fondo, introducen efectos de roce o freno capaces de hacer que el flujo se genere con un ritmo sensiblemente distinto, tanto en los bordes y el centro de la corriente, como en el exterior, interior y base de la misma. Esta turbulencia, derivada de los citados gradientes de velocidad, determina que con el desplazamiento general coexistan importantes movimientos helicoidales o secundarios.

La génesis y evolución de los meandros viene determinada pues, por un régimen hidráulico que favorece, de un lado, la labor de zapa y excavación en los puntos donde la lámina de agua de máxima velocidad choca con las márgenes (cóncavas); y de otro, la acumulación en la margen opuesta (convexa) donde se generan bancos emergidos de material aluvial. Este desplazamiento transversal entre márgenes de la línea de máxima velocidad del flujo determina la aparición en el lecho de ríos inicialmente rectos, de una sucesión de *pools* y *riffles* (Fig.2.4). Los primeros, localizados en las cumbres de los meandros, constituyen el resultado de la convergencia de flujos secundarios y son responsables del socavamiento y excavación basal de la margen cóncava. En estos casos, la corriente al chocar contra una margen

origina turbulencias particularmente violentas, existiendo un verdadero punto de impacto contra la orilla que genera flujos de retorno en profundidad y que varía en función de la velocidad y altura del agua (TRICART, 1977) (Fig. 2.5). Los segundos, también llamados rápidos, se localizan en los puntos de inflexión de los meandros, en los tramos en los que tiene lugar la divergencia de los flujos secundarios, que provocan la pérdida de profundidad por deposición de sedimentos y un incremento en la velocidad del flujo.

La aparición de estos meandros incipientes consolida y acrecienta la dinámica ondulante de la corriente, haciendo que las curvaturas se vayan haciendo cada vez más marcadas, hasta que el cauce presente un trazado lo más acorde posible con el de la lámina de agua más rápida y geomorfológicamente más activa. En esta consolidación y posterior evolución del meandro, la migración de sus curvas puede considerarse de carácter libre cuando el desplazamiento de éstas se realiza sobre sus propios aluviones sin que la poca consolidación de los mismos pueda considerarse obstáculo de importancia; o confinado, para el caso en el que la corriente encuentre algún impedimento de tipo litológico (rocas coherentes), morfológico (escarpes) o estructural que, de algún modo, distorsione o restrinja la evolución de sus curvas. Existen diversos grados de confinamiento, siendo frecuente que éstos generen en el trazado fluvial familias de meandros en cuya evolución sus formas se alejan de los patrones geométricos que suelen guardar en relación con las condiciones de caudal y carga; e incluso puede ser considerado asimismo como un interesante estado de transición entre el primitivo cauce incidido en la roca y los meandros que se desarrollan libremente en extensas llanuras aluviales (LEWIN and BRINDLE, 1977).

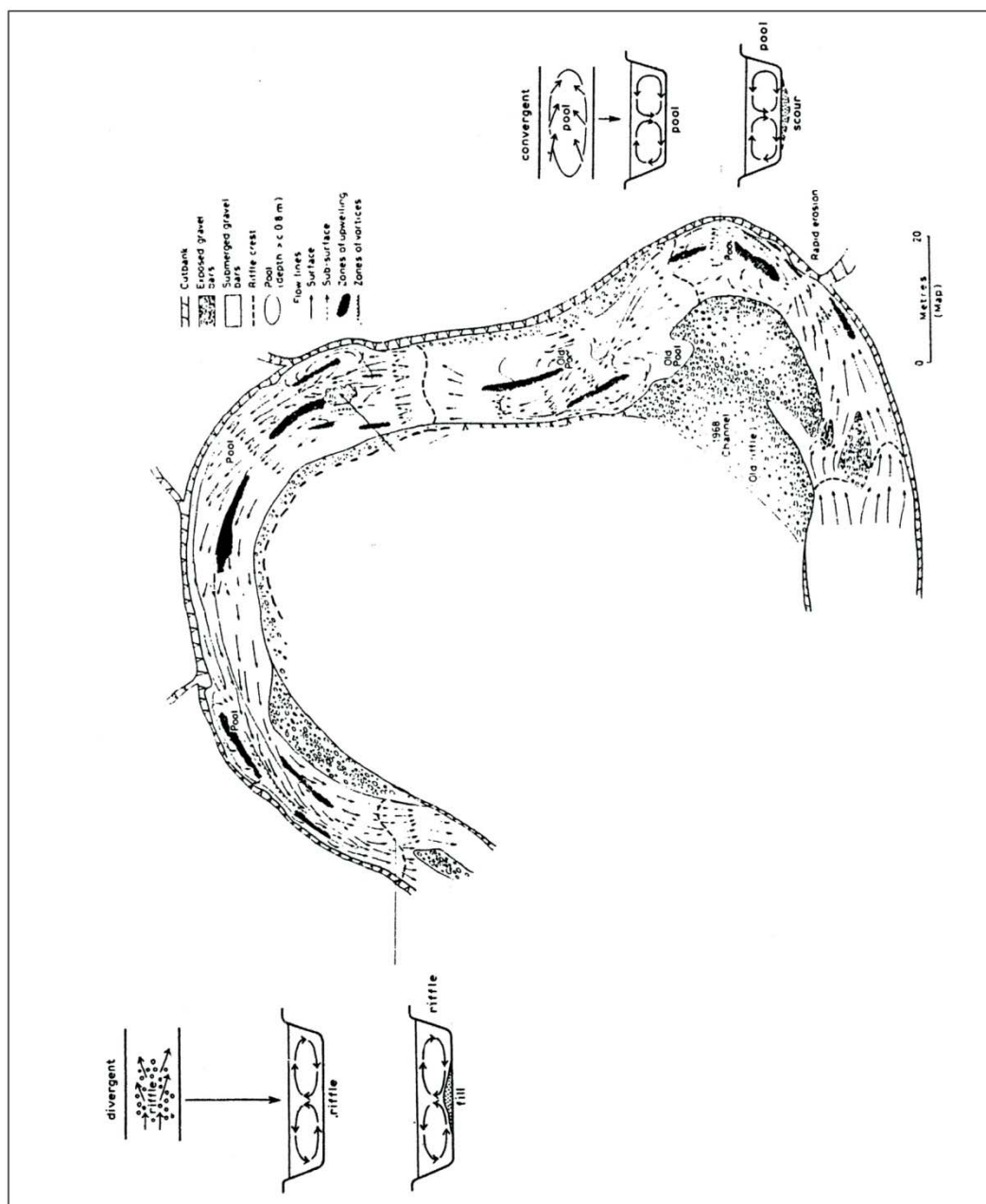


Figura 2.4: Trayectoria de flujos y turbulencias asociadas dentro de un meandro y su relación con depósitos y morfologías del cauce (Hooke and Harvey, 1983)

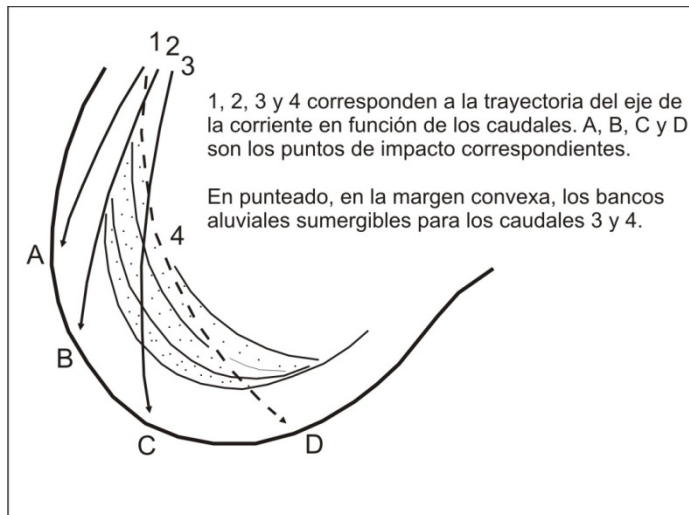


Figura 2.5. Migración del punto de impacto de la corriente sobre la margen cóncava de un meandro en función del aumento del caudal de río (Tricart, 1977)

La búsqueda de un equilibrio dinámico por parte del cauce fluvial, entre las condiciones hidráulicas del flujo, la carga transportada y el material del lecho y sus márgenes; se traduce, con el paso del tiempo, en un incremento en la longitud del curso de agua y por tanto en una disminución de su pendiente.

2.2.1.2. La formación de las llanuras y sus morfologías

Morfológicamente una llanura fluvial se define como una superficie plana, de escala kilométrica o decamétrica, que suele bordear al cauce fluvial que la ha generado mediante una dinámica de desplazamiento lateral y acreción vertical. Esta morfología puede estar desarrollada directamente sobre el sustrato o sobre depósitos aluviales aportados por el río, siendo en este caso denominada *llanura aluvial*.

Por completar aún más su significado, podemos aludir a las definiciones de STRAHLER (1974), quien la considera el "reflejo del estadio de madurez plena de un río, por lo que su extensión dependerá de los desplazamientos laterales de una corriente nivelada que emprenda el libre crecimiento de los meandros"; FOUCAULT (1985), que insiste en su morfología deprimida y alargada drenada por un curso de agua responsable de su configuración plana por efecto del

aluvionamiento; o MUÑOZ JIMÉNEZ (1993) al considerarlas "franjas de topografía plana o escalonada que mantienen una suave inclinación acorde con el sentido y grado de la pendiente del perfil longitudinal del río; desarrollándose sobre aluviones depositados por los cursos fluviales a lo largo de intervalos relativamente largos, como respuesta a procesos de retención de flujos temporalmente dilatados y de escala regional." Se trata por tanto, del resultado del balance geomorfológico entre procesos de incisión y acumulación, interrumpidos por momentos de estabilidad morfogenética durante los cuales se impone los desplazamientos laterales del río. En cualquier caso, en su génesis tiene un papel predominante el contexto regional dentro del cual se desarrollan los condicionantes fundamentales para su formación, tales como la tectónica, el régimen hidrológico, el volumen sedimentario, o su proximidad al ámbito de desembocadura; que afectan total o parcialmente al espacio drenado de la cuenca vertiente.

Especial atención merece, por la complejidad en su formación, funcionalidad y evolución, las llanuras aluviales próximas a las zonas de desembocadura en el mar, en las que se deja sentir algún tipo de influencia litoral; y que reciben el nombre de *Vegas bajas*. Constituyen sistemas altamente dinámicos, en lo que destaca su gran variedad de facies sedimentarias, registros de los distintos ambientes reinantes en las llanuras aluviales y de los diferentes regímenes hidrológicos a los que se asocian (MENANTEAU, 1979; RUÍZ *et al.*, 2002; BARRAL, 2009).

a) Formación

De un modo general, las grandes llanuras aluviales constituyen extensas franjas de construcción aluvial que se enmarcan dentro de unidades estructurales que están o han estado afectadas por una tendencia tectónica subsidente, aunque no demasiado intensa (MUÑOZ JIMENEZ, 1993). Ello hace que su desarrollo espacial esté condicionado por el volumen sedimentario depositado, a su vez relacionado con la tendencia a la subsidencia de las depresiones, las oscilaciones del caudal de los ríos, las fluctuaciones del nivel de base general y el aumento, como no, del volumen de material detrítico

grueso aportado por el río procedente de los sectores de cabecera. Éste se acumula en la llanura debido a la pérdida de competencia de la corriente al disminuir drásticamente la pendiente. En consecuencia, es la respuesta de la corriente fluvial a estos condicionantes fundamentales en particular, y a otros muchos en general (vegetación, relieve, etc.), la responsable de la formación de su llanura aluvial en base a una dinámica de acumulación de materiales (gravas, arenas y limos), y de incisión del lecho unido a la divagación lateral de sus cauces. El resultado es una morfología plana aunque escalonada, debido a la existencia de pequeños escarpes (entre 1 y 3 m) que de un modo general hacen descender suavemente la topografía hasta la orilla del río, y que representan el equilibrio dinámico (balance incisión-acumulación) alcanzado por el hidrosistema fluvial a lo largo de decenas de miles de años. Por ello para su análisis y reconstrucción paleogeográfica debemos recurrir a las morfologías específicas (terrazas, llanura de inundación, cauces abandonados, etc.) presentes en la llanura, que además de reflejar el equilibrio dinámico de otros momentos, constituyen un registro más de las características paleohidrológicas del cauce.

Asimismo, en los sectores estuarinos, las llanuras suelen ser prácticamente planas y drenadas por cauces con trazado meandriforme en los que se identifica, por lo general, diques (*levées*) que bordean el cauce del río y conforman una llanura de inundación (CARMONA, 2005 ; RUIZ *et al.*, 2002). Estos sectores, controlados también por la acción de las mareas serán inundados a través de canales de marea abiertos en las márgenes del cauce, anegando multitud de espacios lagunares interiores o marismas.

b) Morfologías

A nivel de detalle el estudio geomorfológico de las llanuras aluviales implican una doble componente tanto espacial con morfologías de terrazas, llanura de inundación, lechos de sequía, cauces ordinario y extraordinario, cauces abandonados, y point-bars; como temporal a obtener de las formaciones superficiales que las integran.

Por mencionar algunas de ellas y sin pretender ser exhaustivos podemos encontrar:

- Terrazas y llanuras de inundación: Las terrazas son consideradas llanos de inundación relictos por encajamiento del río (MATEU, 1990), los cuales quedan delimitados por un talud debido a la incisión y zapamiento lateral del río. Estos niveles escalonados son apreciables a lo largo de todo el valle fluvial, aún cuando su extensión y número no sea homogéneo en toda la cuenca-vertiente. Su constitución la integran episodios de gravas de potencia variable en la base, sobremontados generalmente por materiales finos (arenas, limo-arenas, limos y arcillas). Dentro de ellas, las denominadas históricas, suelen conformar la actual llanura de inundación, por lo que están sometidas total o parcialmente, a la actividad morfogenética de las avenidas fluviales, actuando a modo de superficie de laminación de las puntas de crecida y de decantación sedimentaria (MATEU, 1990). Por tanto, la llanura de inundación corresponde a la superficie o faja de tierra lisa, construida por el río actual dentro de su régimen de crecidas y que se cubren de agua cuando el río se desborda. Esta franja que se desarrolla paralela a la corriente y que se encuentra sometida a inundaciones periódicas, está constituida por depósitos de acreción vertical y horizontal, como ya se ha descrito anteriormente; representando un testimonio más de los desbordamientos acaecidos en tiempos históricos.

En una secuencia vertical de la llanura ésta se compone por lo general, de muro a techo, de una superficie basal generalmente de carácter erosivo, debido a la excavación producida por el cauce sobre el sustrato o depósitos aluviales previos. Inmediatamente por encima se sitúan los sedimentos de revestimiento de canal, los cuales suelen estar mal calibrados, de tamaño grueso y contiene frecuentemente, gran cantidad de cantos blandos. Sobre ellos se superponen materiales típicos de divagación lateral, caracterizados por la presencia de estratificaciones cruzadas, generalmente con forma lenticular. Mientras, en una sección transversal, los sedimentos más gruesos, correspondientes a los

materiales que se depositaron en el canal y en sus bordes, y que fueron transportados como carga de fondo, se localizan en zonas más o menos amplias, siempre siguiendo la dirección de la corriente. Lateralmente pasan a sedimentos de grano fino, llevados en suspensión y depositados en la llanura de inundación. Debido a la divagación de los canales, algo propio de los ríos meandriformes, estos sedimentos se encuentran recubriendo a los más gruesos depositados en el fondo del cauce; de tal manera que en una secuencia vertical se aprecia una grano selección positiva del tamaño del sedimento hacia el techo.

- Cauce ordinarios, extraordinarios y cauces abandonados (paleocauces): Esta unidad geomorfológica a la que nos referíamos anteriormente, compuesta por lo general por varios niveles de terrazas históricos y contemporáneos, presenta en sí misma la distinción del *canal de sequía*, el cauce ordinario o *lecho menor* y el cauce extraordinario o *lecho mayor periódico* y *lecho mayor excepcional*, reflejando las variaciones de caudal en función de su frecuencia (TRICART, 1961) de tal manera que: el canal de sequía, que está incluido en el lecho menor es utilizado para el escurrimiento de las aguas bajas; el cauce ordinario, que generalmente se encuentra bien delimitado, presenta un escurrimiento permanente de su masa de agua; el lecho mayor periódico, es regularmente ocupado por los desbordamientos; y el lecho mayor excepcional es por donde discurren las crecidas más fuertes. Sin embargo, mientras que el lecho menor o cauce ordinario es fácilmente reconocible topográficamente en la llanura de inundación, por sus riberas bien marcadas y abruptas, la diferencia entre canal de estiaje y lecho menor, así como entre lecho mayor periódico y lecho mayor excepcional, es mucho menos clara y raramente apreciable en la topografía.

Por otro lado, los paleocauces o cauces abandonados corresponden a antiguos cauces estrangulados por la corriente principal y posteriormente abandonados, son fácilmente identificables al constituir someras depresiones alargadas, entre 1 y 2 m por debajo de la

topografía general. Junto al cauce funcional desempeñan un importante papel de cara a la circulación del agua en la llanura, actuando durante los momentos de crecidas, como aliviaderos para evacuar los excedentes o, al menos, disipar su energía.

- Morfologías de cauce (*point-bars*) y de desbordamiento (*levée* y *crevasse splay*): Los *point-bars* se localizan próximos al cauce, concretamente en las márgenes convexas de los meandros. Morfológicamente se caracterizan por una serie de crestas paralelas entre sí (*scrolls*), separadas por un conjunto de pequeñas depresiones intermedias (*swales*) resultantes del proceso de acreción lateral de las barras a la orilla. Las crestas, al igual que las barras de canal, están compuestas, fundamentalmente por gravas; mientras que las depresiones internas reciben los sedimentos finos (limos y arcillas) propios de momentos de aguas altas.

Por otro lado, recibe el nombre de *levée* aquella morfología localizada en el borde del cauce, concretamente en las márgenes cóncavas de los meandros, que constituye un dique natural en la llanura de inundación. Su formación está vinculada a los flujos de inundación una vez superado el estado de *bankfull*.

Mientras que el *crevasse splay* corresponde a conos de derrame localizados en las márgenes de los cauces y en conexión transversal con la llanura de inundación. Su génesis está asociada a flujos de inundación que rompen y atraviesan los diques naturales, permitiendo así el tránsito de agua y sedimentos hacia la llanura distal.

2.2.1.3. Depósitos aluviales

Los depósitos aluviales son considerados un registro más en los que se plasman las características paleohidrológicas de un río, sobre todo cuando la energía disponible es baja y por tanto tiene lugar la sedimentación de los materiales. Estos, en el caso de los meandriiformes dependen esencialmente

de las características del flujo, en relación con las cuales aparece definido el tipo de sedimento depositado y unas estructuras particulares. Por tanto, a partir de su estudio se podrá reconstruir el tipo de ambiente sedimentario en el que se depositó así como la proximidad respecto al cauce. En este sentido, se diferencian los depósitos acumulados en su interior, de los que tienen lugar en sus márgenes o en zonas alejadas del mismo (Fig. 2.6). Aunque en este trabajo no se ha utilizado como registro paleohidrológico, pasamos a definir brevemente sus principales características.

a) En el interior del cauce

- Depósito de fondo de cauce (*Channel lag*): los depósitos de channel lag se encuentran situados en la parte más profunda del canal, y tan sólo emergen a la superficie en caso de estiajes totales. Es considerado como la parte basal de una barra de canal; su forma es lenticular, siguiendo la dirección y la morfología que marca el trazado del río; y está constituido por material muy grueso (bloques y gravas gruesas).
- Depósitos de barras de cauce (*braid-bars*): las barras de canal son depósitos gruesos de acreción lateral y longitudinal, ubicados dentro del cauce funcional. En su crecimiento interviene la sedimentación de la carga de fondo más gruesa en el centro o en determinados laterales del cauce, correspondiendo con aquellos en los que el flujo hídrico no es uniforme y se expande lateralmente (ALLEN, 1957). A nivel sedimentológico, aún cuando reciben distinto nombre en función de su emplazamiento en el cauce (laterales, longitudinales, transversales y diagonales) no presentan diferencias; por lo que están caracterizadas por una sedimentación grano decreciente aguas abajo, evolucionando su avance en forma de punta de flecha. El desarrollo de las barras, tanto en horizontal como en vertical, se debe a los volúmenes de caudal y sedimento. Por tanto, cuando los caudales permanecen altos, la barra crece longitudinalmente aguas abajo, presentando estratificación cruzada en dirección al desplazamiento; mientras que con caudales bajos la barra crece más deprisa en sentido vertical, mostrando

estratificación planar. Si esta situación se generaliza, pueden emerger y en ocasiones quedar estabilizadas al ser colonizadas progresivamente por la vegetación.

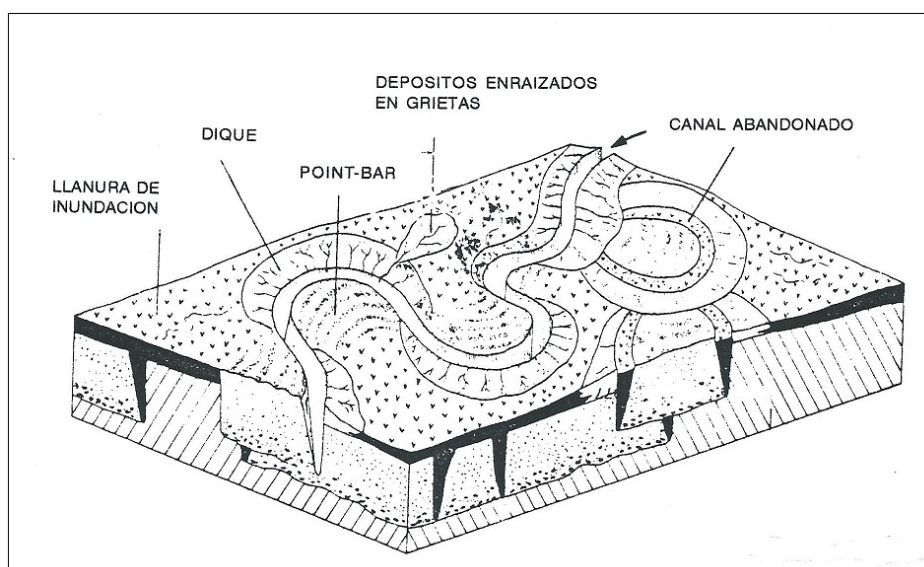


Figura 2.6: Distribución espacial de las principales morfologías y depósitos generados por un río meandriforme en su llanura aluvial (Corrales, 1977). Éstos se encuentran asociados a la geometría del cauce, por lo que sus características sedimentológicas variarán dependiendo del lugar donde hayan sido depositados

- Depósitos de acreción lateral del cauce (*point-bar*): corresponden a depósitos de textura grano decreciente positiva, ubicados en las márgenes convexas de los meandros en relación con la disminución de la velocidad de la corriente en esta orilla. Como las barras de canal, los depósitos de *point-bar* se encuentran diferenciados por una zona proximal, en continuidad con el *riffle* del canal, y una zona distal, aguas abajo, hacia la cual, la barra aumenta suavemente su altura. La estructura interna del depósito la componen varias capas de gravas inclinadas, con imbricación acusada e interestratificadas con otras de arenas en *ripples* o con laminación horizontal. En los sedimentos areno-limosos pueden encontrarse *ripples* linguoides de gran tamaño, mientras que, en la parte superior de una secuencia de *point-bar*, los depósitos limo-arcillosos suelen presentar grietas de desecación.

- Depósitos de banco cóncavo (*concave-bank*): reciben este nombre debido a su localización en la orilla cóncava del lecho del meandro, inmediatamente aguas arriba de la zona de máxima curvatura. Este tipo de depósitos, denominados también con el término de *counterpoint* (LEWIN, 1983), tienen su origen allí donde los lóbulos de meandro migran aguas abajo, rotan o se desvían desde la margen convexa a la cóncava. Se trata pues de depósitos de acreción, representados por barras longitudinales de arenas medias en la base, con agradación de arenas finas, limos y arcillas hacia el techo; que conforman, a veces, plataformas individualizadas separadas de la margen cóncava por un canal secundario poco profundo. Estos depósitos suelen contener un alto componente en materia orgánica, siendo rápidamente colonizadas por el bosque de ribera.

b) En la margen del cauce

- Depósito de *levée*: los depósitos de diques se encuentran localizados sobre las orillas cóncavas, bordeando el cauce, y por lo general, colonizados por la vegetación, otorgando con su desarrollo una estabilidad prolongada en la margen del cauce. Se generan durante los episodios de desbordamientos, durante los cuales los primeros sedimentos que se depositan son los más gruesos, que pueden superar las márgenes del cauce (gravillas y arenas gruesas); mientras que los sedimentos de grano pequeño (arenas finas, limos y arcillas) se alejan de la orilla al disminuir la energía del flujo. Por tanto, los depósitos que conforman los diques se encuentran entre los más gruesos de los localizados fuera del cauce, disminuyendo el tamaño del grano hacia el exterior de la llanura de inundación. Su estructura interna suele presentar interestratificación de los sedimentos más gruesos con los más finos, debido a las inmersiones que experimentan durante épocas de avenidas.

- Depósitos de derrame (*crevasse splay*): corresponden a fisuras producidas en los diques, penetrando transversalmente los sedimentos fundamentalmente arenosos en la llanura y permitiendo así la circulación del agua de la avenida hacia la llanura de inundación. En estos depósitos las arenas de grano medio a fino se alternan con limos arenosos y arcillosos, quedando el sedimento grueso en primer término.

c) *En zonas alejadas del cauce*

- Depósitos de llanura de inundación (*Floodplain*): integrados por materiales finos (arenas finas, limos y arcillas) de aspecto masivo están relacionados con procesos deposicionales de acreción vertical que se sobreponen, mediante contactos netos, derivados de las migraciones laterales del cauce. Su deposición tiene lugar cuando las aguas desbordadas de una crecida reducen su turbulencia como consecuencia de una disminución sustancial en la velocidad de la corriente. Es en este momento cuando se decanta selectivamente una parte de la carga en suspensión, comenzando por la fracción más gruesa de la misma, las arenas finas y limos; mientras que las arcillas sólo se sedimentan en el caso de que se llegue, prácticamente, al estancamiento del flujo. En este tipo de episodios se evidencia, por lo general, rasgos de edafización, grietas de desecación, abundante bioturbación, y marcas tanto de seres vivos como de gotas de lluvias, que reflejan su emersión.
- Depósitos de cauce abandonado (*channel fill*): el relleno de estos cauces tiene lugar en momentos de crecida cuando, parte de los mismos o bien su totalidad, recobran su actividad morfogenética. En este sentido, los sedimentos que se depositan durante la retirada de las aguas desbordadas son fundamentalmente limos y arcillas, aunque en ocasiones pueden contener también arena fina. Generalmente, suelen presentar laminación, estratificación cruzada y grietas de desecación.
- Depósitos de decantación en cuvetas (*cuvette de décantation*): se corresponden a morfologías deprimidas localizadas, bien entre las

elevaciones correspondientes a los depósitos de levée de dos brazos fluviales que atraviesan la llanura aluvial, bien entre el cauce principal y los escarpes de las terrazas por encima de su plano de inundación. En ellas, el estancamiento del agua tras la inundación permite la deposición de la fracción fina (limos y arcillas) dando lugar a sedimentos varvados que, en ocasiones, presentan acumulaciones orgánicas y/o secuencias rítmicas.

2.2.1.4. Dinámica fluvial en áreas de confluencia de cauces

En este contexto de llanura aluvial, las zonas de confluencia de cauces merecen una atención especial por ser consideradas uno de los espacios más dinámicos de los sistemas fluviales (ROY and SINHA, 2007), aunque su estudio haya sido escasamente abordado desde la comunidad científica (ROY and SINHA, 2007; RHOADS, *et al.*, 2009). La convergencia de caudal y carga, y sobre todo, la relación de descarga en estos puntos traen consigo una dinámica fluvial activa que se traduce tanto en la disponibilidad de agua y sedimentos aguas abajo, como en cambios morfológicos en las áreas de socavación y sedimentación de la confluencia; asociados estos a los cambios en la relación de descarga como respuesta a la variabilidad hidrológica de los colectores afluentes.

a) Ángulo de confluencia entre cauce principal y afluente

Además de la carga y el caudal como variables responsables de la actividad hidrodinámica de estas áreas también toma un papel relevante el ángulo de confluencia tal y como quedó recogido en los trabajos clásicos de HORTON (1970) y HOWARD (1971). Ellos mostraron que el ángulo de unión entre la corriente principal (M) y una corriente afluente (T) depende de su gradiente relativo (SM/ST). Así, un amplio ángulo de unión indica una mayor pendiente de la corriente afluente con respecto a la corriente principal; mientras que un ángulo bajo indica pendientes similares entre el afluente y el río principal (Fig. 2.7). En consecuencia, las confluencias con el ángulo de unión más grande son áreas muy dinámicas y susceptibles a la migración y a la

inundación; mientras que las confluencias con ángulos de unión bajas serían más estables.

Por otro lado, experimentos de laboratorio (MOSLEY, 1976; BEST, 1988) así como estudios de campo (BRISTOW et al, 1993) han demostrado que el flujo de la zona de confluencia y la morfología de las mismas están controladas no sólo por la relación de descarga (Q/K), o por el ángulo de unión, sino también por la estabilidad de márgenes y la asimétrica o simétrica de la propia confluencia. En este último caso, si bien los estudios de dinámica de confluencias en laboratorio, se han centrado principalmente en las uniones formadas por cauces rectos (RILEY and RHOADS, 2012), en ríos naturales a menudo serpentean, por lo que los afluentes pueden converger en el exterior de una curva de meandro, *confluent meander bend* (ROBERTS, 2004). Su particularidad está vinculada al caudal del tributario, el cual desplaza el flujo de alta velocidad y el flujo helicoidal hacia la curva interior del río principal (Fig. 2.8 (1)), generando socavación local del lecho e inhibiendo el desarrollo de morfologías de point-bar en la margen convexa del meandro (RILEY and RHOADS, 2012). Por su parte, las confluencias asimétricas incluyen una zona de socavación y otra de deposición en barra aguas abajo de la conexión de los tributarios (Fig. 2.8 (2)).

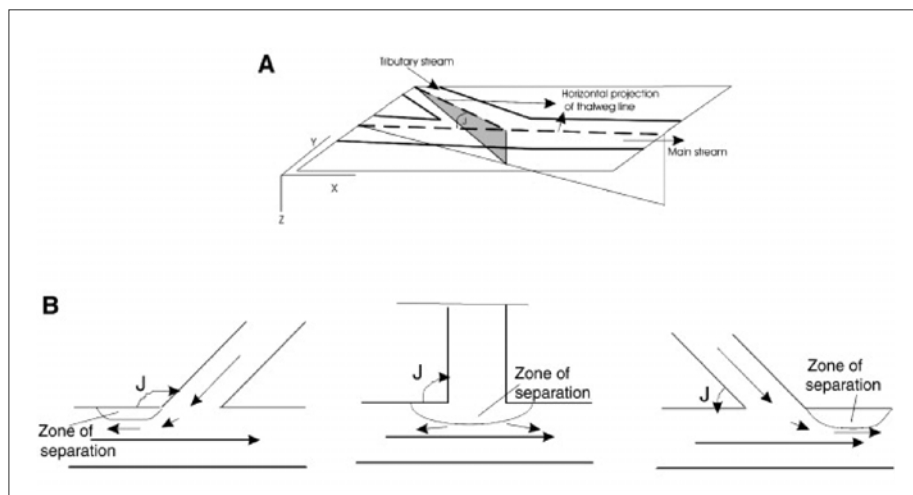


Figura. 2.7: A) Medición del ángulo de confluencia. (B) Relación entre el ángulo de confluencia y la zona de separación: el bajo ángulo favorece la formación de una barra aguas abajo del punto de confluencia (Roy and Sinha, 2007).

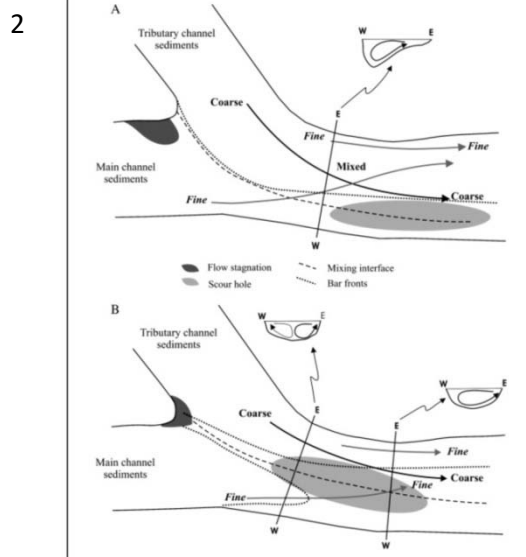
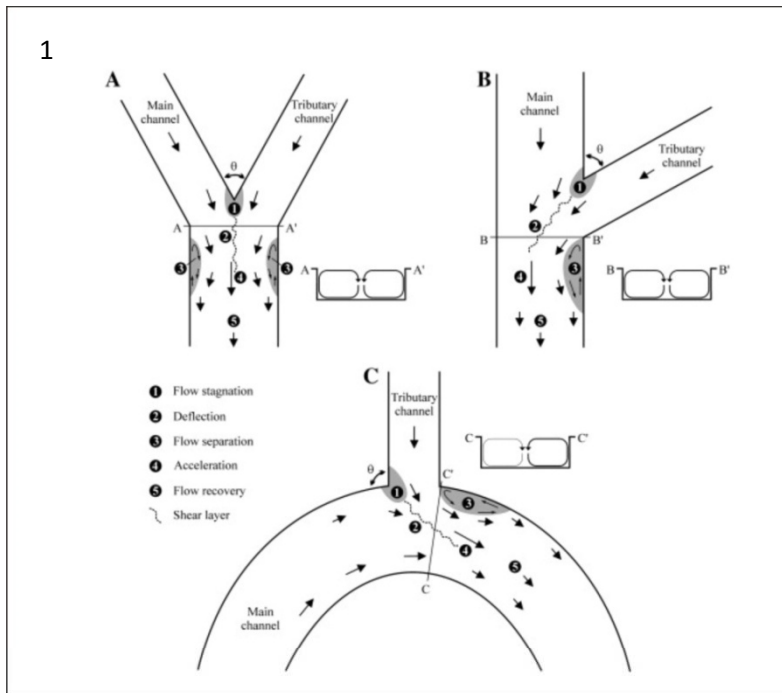


Figura 2.8: 1. Modelo conceptual de la estructura del flujo en confluencias (Riley and Rhoads, 2012): (A) simétricas (según Mosley, 1976 y Best, 1986), (B) asimétricas (según Best, 1987), y (C) meandros confluentes (según Roberts, 2004). 2. Modelo conceptual del material y la morfología del lecho en una confluencia asimétrica (Rhoads et al., 2009): (A) condiciones de alta relación de descarga y (B) condiciones de baja relación de descarga.

b) Procesos hidrodinámicos y resultados en el cauce

Entre los procesos hidrodinámicos que producen socavación local en el cauce principal se encuentran el movimiento helicoidal del flujo, la turbulencia en la zona de contacto entre los flujos de los confluentes o la aceleración del flujo aguas abajo de la confluencia (MOSLEY, 1976; BEST, 1987; RHOADS and KENWORTHY, 1995). Por otra parte, el desarrollo de la barra en la esquina de unión y en dirección aguas abajo se atribuye a la

separación del flujo (BEST, 1988) o a la deposición de la carga de fondo (RHOADS and KENWORTHY, 1995), siendo este modo de deposición similar al que se produce en las curvas de meandro o point-bar (RHOADS et al., *cfr.* DIETRICH, 1987).

En consecuencia, esta alta dinamicidad hace de las áreas de confluencia zonas expuestas a importantes cambios morfológicos (ROY and SINHA, 2007), ocasionados por procesos hidrogeomorfológicos como:

- *Avulsión (Avulsions)*: abandono rápido del cauce de un río por taponamiento sedimentario y formación de otro nuevo. La variabilidad en la magnitud de las crecidas parece ser el principal factor que controla este proceso (JONES and SCHUMM, 1999; LEIER *et al.*, 2005).
- *Captura fluvial (River capture)*: en ámbitos de llanura aluvial consiste en la migración y erosión lateral del río principal, que invade y decapita al afluente de menor entidad. Este movimiento suele llevar consigo el movimiento aguas arriba del punto de confluencia y por lo general suele estar asociado a la variabilidad en la magnitud de las crecidas (RICHARD *et al.*, 1993).
- *Sedimentación (Aggradation)*: consiste en una deposición sedimentaria positiva aguas abajo de la zona de confluencia, generalmente asociada a procesos de avenida. En algunos casos, se genera un sistema de barras y múltiples cauces en el área de confluencia que controla el movimiento aguas abajo de la confluencia (ROY and SINHA, 2007).
- *Cortas (Cut-offs)*: cortas de meandros en el cauce afluente pueden traer consigo cambios sensibles en el punto de confluencia; pero también, rectificaciones de trazado en el cauce principal, asociados al tapón hidráulico que se produce en las áreas de confluencia cuando coinciden las puntas de crecida de ambas corrientes fluviales (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2008).

Así, mientras procesos hidromorfológicos, como la sedimentación, traen consigo la migración del punto de confluencia aguas abajo y la disminución del ángulo de confluencia; otros, como la captura fluvial, provocan el desplazamiento aguas arriba del punto de confluencia, la disminución de la sinuosidad del tributario y el aumento del ángulo de unión (Fig. 2.9). Otros, como la avulsión, pueden causar indistintamente migraciones del punto de confluencia tanto aguas arriba como aguas abajo.

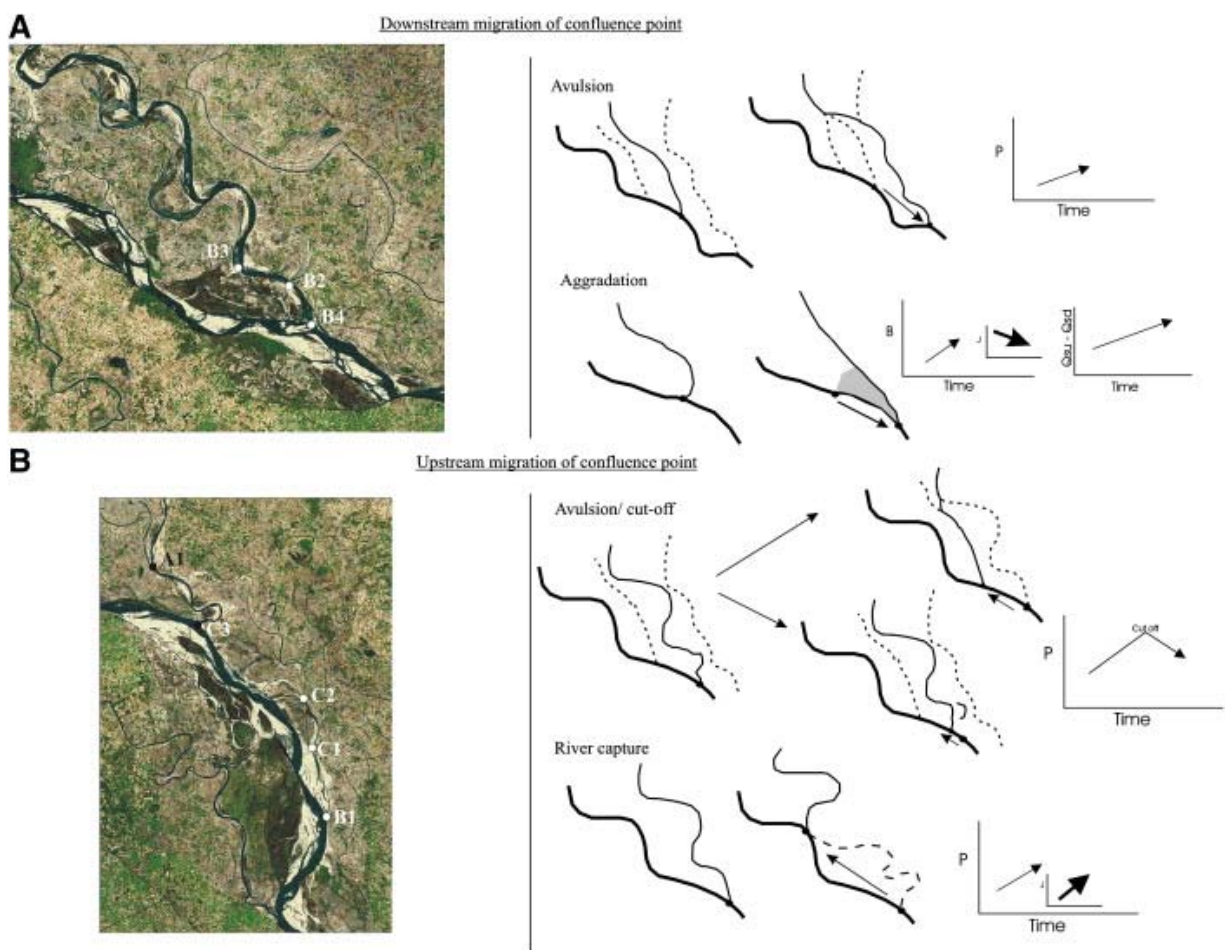


Figura 2.9: Dinámicas de confluencia (a partir del estudio realizado en el río Ganges, Roy and Sinha, 2007): A) Migración aguas abajo de los puntos de confluencia causado por avulsión y sedimentación. Aumenta la sinuosidad (P) del cauce afluente y disminuye el ángulo de unión. B) Migración aguas arriba del punto de confluencia por avulsión y captura fluvial. Disminuye la sinuosidad (P) del cauce afluente y aumenta el ángulo de confluencia.

2.2.2. La geometría de los cauces meandriformes

2.2.2.1. Parámetros y factores que definen las características morfométricas del trazado y sus cambios

La geometría de un cauce fluvial está representada por su **perfil longitudinal**, entendido como la configuración topográfica que define los puntos que forman el fondo del cauce (MUÑOZ, 1993); **transversal**, definida por la amplitud, profundidad y rugosidad del lecho; y **en planta** (trazado), referida a la forma planimétrica concreta que la línea de agua presenta sobre la superficie terrestre (MUÑOZ, 1993).

El interés por la geometría de los meandros se remonta a finales del siglo XVIII, aunque es en el siglo XX y sobre todo a partir de su segunda mitad, cuando adquieren mayor importancia estos estudios, considerándose pioneros los trabajos de LEOPOLD and WOLMAN (1957,1960) y los de SHUMM (1977). En las últimas décadas, también se han acometido estudios sobre cambios de trazado, sobre todo, relacionados con la evolución y configuración de las llanuras aluviales durante época histórica y reciente (MATEU, 1990; OLLERO *et al.*, 2006; GARCIA MARTÍNEZ y BAENA, 1998, 2008; ACÍN *et al.*, 2011); así como con la acción antrópica (OLLERO, 2010; CONESA *et al.*, 2012).

La base de muchas de estas investigaciones radica en la relación determinante que parece existir entre la morfometría del meandro y el caudal del mismo (LEOPOLD y WOLMAN, 1960; DURY, 1965; CARLSTON, 1965). La relación geometría-caudal es, por tanto, una clave importante para el estudio de la evolución de los trazados fluviales en un rango temporal de cientos de años, porque esto se traduce en primer término en el cambio de las características del cauce fluvial a nivel de pendiente y morfología de su trazado. En este último caso, el análisis de su evolución temporal mediante el control de parámetros morfológicos, permite aproximar, para los meandros libres, el grado de respuesta alcanzado por el río ante la presencia de nuevas condiciones hídricas. Por lo que, los cambios en la morfología del trazado pudieran considerarse una acomodación a situaciones hídricas distintas (ALFORD,

1985, *cfr.* CARLSTON, 1965). Por tanto, podemos considerar el caudal y las variaciones del mismo la principal explicación de las características morfométricas de los meandros (Longitud de onda axial **L**, longitud de onda del arco **I**, amplitud de onda **A**, banda activa **Ba**, y radios de curvatura **Rc**) y de los cambios en los mismos. No obstante, en este tipo de aproximaciones es necesario no perder de vista que igualmente intervienen otros factores tales como: las modificaciones en la carga, la configuración de la llanura, la construcción de infraestructuras, la confluencia de colectores, etc., que pueden distorsionar, al menos puntualmente, la anchura del canal o la simetría de las curvas de los meandros.

a) Parámetros morfométricos del trazado

Como elementos cuantitativos más válidos para el seguimiento de la evolución de los trazados fluviales hemos utilizado los propuestos por LEOPOLD and WOLMAN (1957, 1960), BRICE (1973) y HICKIN (1977) (Fig. 2.10) y que son los siguientes:

- Punto de inflexión: se trata del lugar del trazado del cauce en el que está completa la curvatura del meandro y se inicia una nueva (paso de curva a contra curva).
- Longitud de onda del arco (I): es la longitud del meandro entre dos puntos de inflexión siguiendo el centro geométrico del cauce.
- Longitud de onda axial (L): es la distancia, en línea recta, entre los puntos de inflexión de cada meandro.
- Tasa de sinuosidad (P): es el índice que relaciona la longitud de onda del arco (I), y la longitud de onda axial del meandro (L), dando cuenta de lo que divagan los meandros respecto a la dirección media del río ($P = I/L$). LEOPOLD, WOLMAN & MILLER (1964) restringen el término *meandering* a canales con curvas de considerable simetría y con un

índice de sinuosidad superior a 1,5; mientras que para otros la división entre cauces rectos y meandriformes está en 1,2 (SCHUMM, 1977).

- Amplitud de onda (A): mide la distancia transversal a la dirección media del río entre dos meandros consecutivos, dando idea del espacio ocupado por las curvas del río en sus desplazamientos laterales.
- Radio de curvatura (Rc): es la distancia a la que se situaría un centro de curvatura teórico para adaptarse lo máximo posible al arco de curvatura del meandro a través del *talweg*.
- Anchura del cauce (w): mide la distancia existente entre las márgenes del cauce ordinario en estado de *bankfull* (LEOPOLD and WOLMAN, 1960).
- Banda activa (Ba): es la zona de la llanura aluvial directamente influenciada por la dinámica lateral de los cauces, encontrándose delimitada por una línea imaginaria que uniera los taludes cóncavos de los meandros.

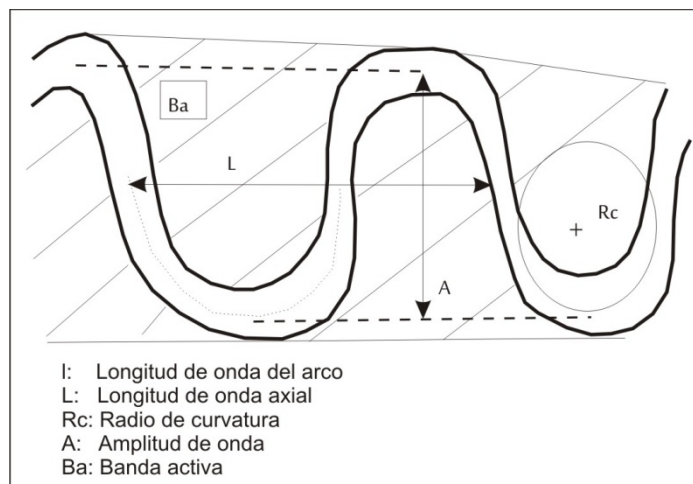


Figura 2.10. Parámetros morfométricos que definen los meandros. Fuente: Adaptado de Williams (1986) y Peiry (1989)

b) Factores que modelan el trazado y sus cambios

- Caudal: el caudal, junto a las variaciones que acontecen en él derivadas del régimen hidrológico de un río, representan los factores decisivos en el modelado de los cauces, su trazado, y la morfología de la llanura aluvial. Como variable hidrológica, incide en cada uno de los parámetros morfométricos que definen un trazado meandriforme, de ahí que el estudio de estos últimos permita de modo aproximado, conocer las condiciones hídricas del momento.

A grandes rasgos queda probado de manera experimental que a un aumento de caudal, dentro de los valores medios ordinarios, le acompaña por lo general, un crecimiento de la longitud de onda del arco (l); de tal manera que LEOPOLD AND WOLMAN (1960) establecieron empíricamente esta relación: $l = 10 Q^{0,5}$. Este incremento de " l " viene ocasionada por los desplazamientos laterales que el río efectúa para disipar el exceso de energía disponible. De igual forma, un incremento en el caudal medio anual incide en el crecimiento de la longitud de onda axial (L) media del trazado (ALFORD and HOLMES, 1985 *cfr.* CARLSTON, 1965), por lo que de la relación entre " l " y " L " dependerá, en definitiva, la tasa de sinuosidad (Fig. 2.9). Asimismo, el aumento o disminución en la sinuosidad del trazado repercute directamente en la amplitud de los arcos de los meandros (A) y en la banda activa (Ba) del río (PEIRY, 1989).

Por el contrario, si las variaciones de caudal superan el estado de *bankfull*, las consecuencias pueden ser muy distintas, ya que en este caso el río puede acortar su recorrido a través del estrangulamiento de sus propios meandros. En consecuencia, el estrangulamiento (*cut-off*) reduce considerablemente el valor de " l ", y en definitiva disminuye el índice de divagación del trazado. Este hecho provoca además un aumento de la pendiente del lecho y de la velocidad del flujo, que erosiona las márgenes del río aguas abajo del estrangulamiento (LACZAY, 1977). Las mismas consecuencias trae consigo el

estrangulamiento por zapamiento de márgenes (*cut-neck*), aún cuando las causas no se deban a desbordamientos.

- Carga sólida: Integrada fundamentalmente por el tipo de carga transportada y su volumen, influye en la morfología del cauce, especialmente en la relación anchura/profundidad del mismo. En este sentido, un mayor transporte de material grueso supone en primer lugar, mayor abrasión contra el fondo y las márgenes del cauce; y en segundo lugar, una mayor proliferación de barras de canal cuando se sedimenta, lo que supone por regla general, un aumento en la anchura de éste.
- Confluencia de colectores: el papel que ejerce la confluencia de colectores en la morfología del cauce principal es bastante notable, ya que supone, junto al aporte adicional de carga, tanto sólida como líquida, importantes modificaciones en las condiciones hidráulicas del flujo, con aumento de la turbulencia. La carga, en el caso de ser detrítica, repercute en el ensanchamiento del cauce principal, como ya se ha mencionado anteriormente, y en cambios en la profundidad del mismo que alteran la pendiente al aumentar o disminuir en el curso principal aguas abajo, según se produzca sedimentación sobreexcavación del lecho (OLLERO y JIMENO TORRES, 1992). Asimismo, la confluencia de colectores importantes provoca notables ensanchamientos de la llanura de inundación bien por convergencia de los respectivos llanos de inundación, bien por el aumento de la actividad morfogenética del cauce principal, que acentúa su divagación y por ende su banda activa.
- Configuración de la llanura aluvial: en este caso, las características geomorfológicas, litológicas y estructurales de la llanura aluvial repercuten directamente en el trazado de los ríos meandriformes, introduciendo en el sistema factores controladores que impiden el normal desarrollo de las curvas de los meandros. En muchos casos, las curvas de éstos quedan restringidas en su normal desarrollo por el escarpe de una terraza superior, lo que induce en el meandro un cambio

de su punto de máximo ataque erosivo (HOOKE, 1984), adquiriendo un trazado asimétrico y complejo (Fig. 2.11).

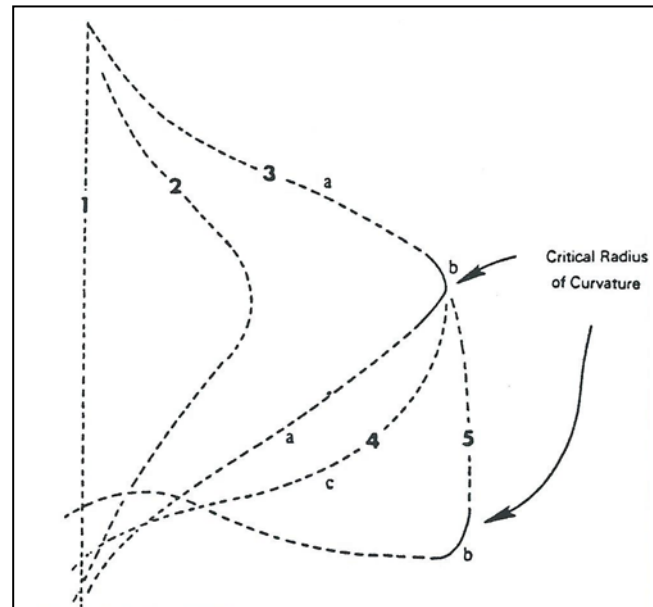


Figura 2.11: Fases en la migración de las curvas de un meandro y desarrollo de *loops* secundarios. La formación de loops secundarios en las curvas de un meandro está condicionada por el confinamiento parcial del mismo, bien sea por confluencia de un colector, bien por el escarpe de una terraza, etc.

- Infraestructuras: por último, mencionaremos el papel que ejerce la construcción por parte del hombre de infraestructuras en la dinámica fluvial (Presas, obras de encauzamiento, puentes, etc.) localizadas directamente sobre el cauce, las márgenes, o la llanura. La interacción de estas obras con los flujos ordinarios o de crecida, alteran la dinámica tanto erosiva como acumulativa de manera local, provocando modificaciones del cauce, fundamentalmente en su anchura, trazado y en la asimetría de meandros con aparición de radios de curvatura secundarios.

2.2.2.2. El estudio de los cambios morfométricos en cauces meandriformes

Los cambios en la morfometría de los trazados meandriformes vienen definidos fundamentalmente por la capacidad de desplazamiento lateral del cauce. La importancia de éstos radica, por un lado, en las dimensiones del cambio y por otro, en la velocidad con la que se producen. Atendiendo a estos dos parámetros, SCHUMM (1988) estableció tres tipos de posibilidades asociadas a la dinámica de los cauces: cambios abruptos, producidos por eventos catastróficos (corta de meandros por avulsión); cambios progresivos que logran un cambio abrupto (erosión lateral de un meandro hasta que logra la corta del mismo); y cambios progresivos y lentos (erosión continua propia de las orillas cóncavas).

De los numerosos intentos clasificatorios de los tipos de ajustes en cauces aluviales (BRICE, 1981; BROOKES, 1987; HOOKE, 1984 cfr. 1977; 1995; THORNE, 1998 cfr. OLLERO, 2007), son los propuestos por HOOKE (1984, 1995) y THORNE (1998) los que recogen los cambios más evidentes en la morfometría de los meandros. HOOKE (1977, 1984, 1995) diferencia, en su clasificación los movimientos simples (extensión, expansión, rotación, traslación, lateral e irregular o desdoblamiento), de los complejos (extensión-traslación, traslación-rotación, extensión-rotación, traslación-expansión, extensión-expansión, rotación-expansión, extensión-traslación-rotación). Por su parte THORNE (1998) reordenará los tipos de actividad lateral en el cauce, diferenciando movimientos de migración de meandros, incremento de la amplitud de onda, migración con cortas, erosión irregular y avulsión. Las últimas investigaciones llevadas a cabo al respecto por KISS and BLANKA (2012), incorporan otro tipo de movimientos, como son las curvas secundarias en grandes meandros (*secondary bends*). Una respuesta morfométrica que obedece, según los autores, al cambio en el comportamiento hidrológico vinculado a la intervención ingenieril.

a) Tipos de movimientos simples

El análisis conjunto de estas clasificaciones, unido a nuestra experiencia en el tema (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 1998; GARCÍA MARTÍNEZ *et al.*, 2001; GARCÍA MARTÍNEZ, 2003; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2008), nos permite utilizar una clasificación que completa a las anteriores y que a su vez recoge los principales tipos de movimientos simples que infieren cambios morfométricos en trazados meandriformes (Figura 2.12):

- Movimiento lateral (*Lateral mouvement*): este movimiento puede suponer el inicio de la sinuosidad en un tramo recto o el desplazamiento lateral de un solo arco del meandro.
- Extensión (*Extension*): movimiento que puede ser de tipo creciente (*increase extension*) o decreciente (*decrease extension*). Será de extensión creciente cuando la erosión se concentre en el eje de máxima curvatura del meandro e implique un incremento de la amplitud de onda. Será de extensión decreciente cuando se reduzca la amplitud de onda del meandro como consecuencia de un acortamiento (*chute cut-off*) que retoma un cauce de crecida.
- Rotación (*Rotation*): se considera cuando existe migración del meandro vinculada a la erosión concentrada en la orilla cóncava, ligeramente aguas abajo o aguas arriba del vértice del meandro. Cuando la erosión se localiza aguas abajo de este vértice, la curvatura se desplaza poco a poco en el sentido de la corriente (*downstream*); mientras que cuando lo hace aguas arriba, la curvatura se desplaza en sentido contrario a la corriente (*upstream*). En este caso, el movimiento suele estar asociado a confinamientos parciales de los meandros (presencia de terrazas, litologías resistentes, etc.) o a interferencias de flujo o carga por parte de los afluentes.
- Expansión (*Growth*): consiste en un movimiento lateral por erosión de los arcos de meandro que altera la longitud de onda axial (L), sin que se

vea afectado el vértice del meandro y por tanto su amplitud de onda (A). Puede ser creciente o decreciente y trae consigo cambios en el radio de curvatura (R_c).

- Cambios irregulares (*Irregular changes*) este tipo de movimiento obedece a una erosión irregular vinculado a orillas con diferentes niveles de resistencia, modificando los modelos habituales de erosión lateral. Conlleva, por lo general, la formación de varios submeandros que complejizan la curva inicial (desarrollo de *loops*).
- Corta (*cutoff*): incluye tanto el acortamiento de meandros por erosión y alcance por “estrangulamiento” (*cut-neck*), como el acortamiento por cauce de crecida (*cut-off*). En el primer caso, pueden estar vinculados a la evolución continuada de uno de los arcos de los meandros libres aguas abajo, en la dirección del río, como queda puesto de manifiesto en numerosos trabajos (ACKERS and CHARLTON, 1970; HOOKE, 1984 *cfr.* FRIEDKIN, 1945); mientras que en el segundo suelen retomar, por lo general, antiguos paleocauces situados en la llanura de inundación (LEWIS and LEWIN, 1983; HOOKE, 1984). En ambos casos, se reduce la sinuosidad y se incrementa la pendiente temporalmente, de manera que el curso fluvial buscará su equilibrio, generalmente, incidiendo en su lecho aguas abajo de la corta.
- Traslación (*Translation*): consiste en el desplazamiento, aguas arriba o abajo, del meandro en su totalidad. Este movimiento responde a una erosión lateral progresiva y continuada que no genera deformación significativa de las magnitudes morfométricas que definen el meandro.
- Curvas secundarias (*Secondary bends*): se trata de movimientos locales que desarrollan ondulaciones secundarias en los arcos de meandro, principalmente, en aquéllos de grandes dimensiones y evolución histórica. Es la respuesta morfométrica a la alteración hidrológica como consecuencia de la intervención ingenieril mediante construcción de

presas y embalses en los sistemas fluviales (KISS and BLANKA, 2012), que conlleva una disminución de caudal medio anual y estacional.

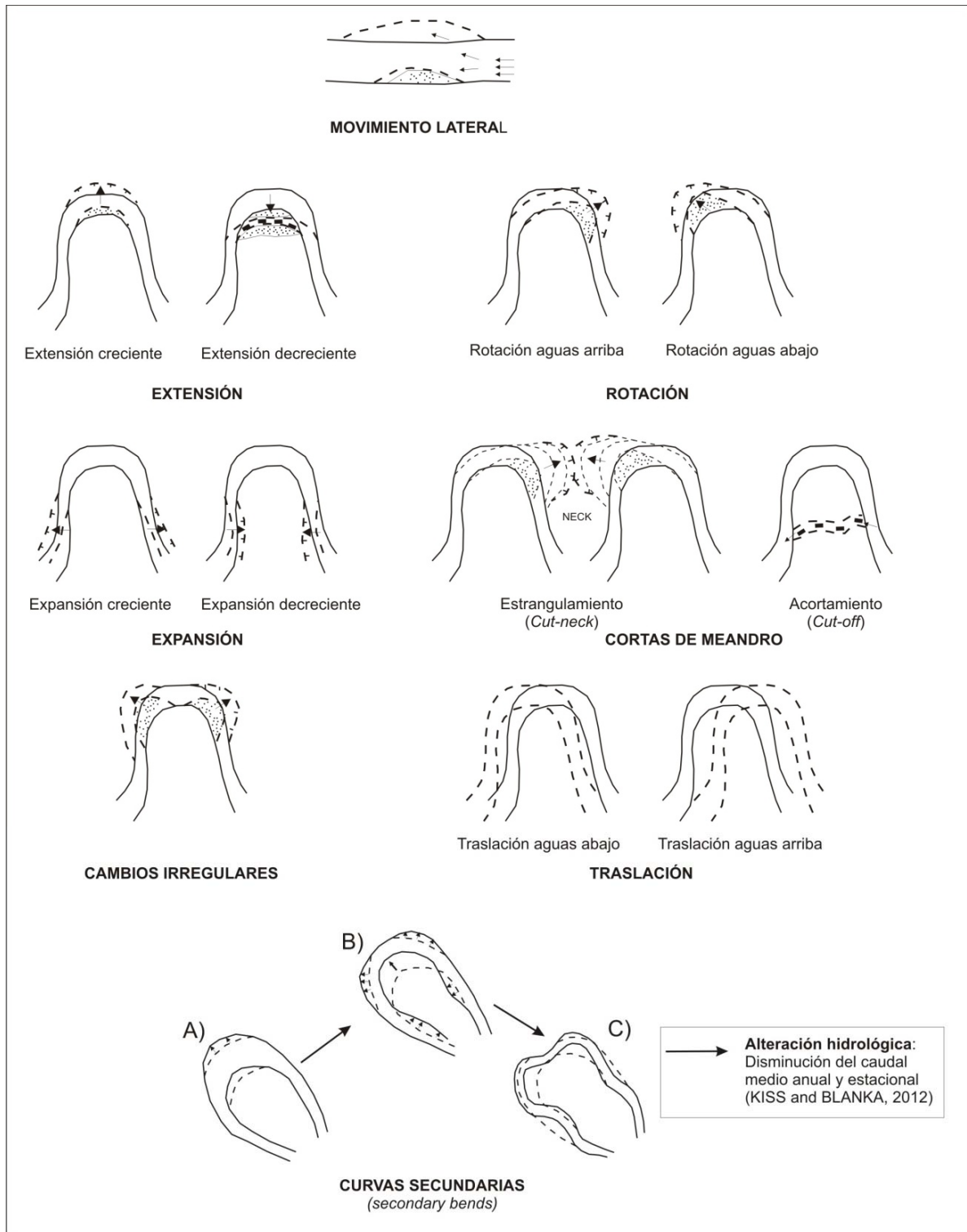


Figura 2.12: Modelos de cambios de meandros a partir de Hooke (1984, 1995); Thorne (1998) y Kiss and Blanka (2012)

b) Tipos de movimientos complejos

En cuanto a los movimientos múltiples o complejos, si bien tendremos como referencia los establecidos por HOOKE (1984, *cfr.* 1977), las posibilidades reales que se han detectado en el Guadalquivir, y que el lector tendrá ocasión de ver en su capítulo correspondiente superan las definidas por este autor. Así, HOOKE diferencia un tipo de movimiento complejo que conlleva la combinación de dos simples (*double combinations*) del que comporta hasta tres movimientos simples (*triple combinations*). En el primer tipo se diferencian los movimientos de extensión y traslación, extensión y rotación, extensión y expansión, traslación y rotación, traslación y expansión y rotación y expansión; mientras que en el segundo la combinación se produce mediante movimientos conjuntos de extensión, traslación y rotación.

2.3. INTERVENCIONES ANTRÓPICAS EN EL SISTEMA FLUVIAL Y REPERCUSIONES HIDROMORFOLÓGICAS

Desde época histórica los ríos y sus riberas han estado sometidos a continuas transformaciones derivadas de una acción humana en múltiples formas. Estas, pueden venir determinadas, de manera indirecta por las intervenciones ejecutadas fuera del lecho fluvial, concretamente en las cuencas vertientes, siendo el impacto en este caso reversible a medio y corto plazo; mientras que cuando las intervenciones son directas sobre el hidrosistema fluvial infieren un carácter sistémico y en consecuencia irreversible (BRAVARD et PETTS, 1993). En todo caso, la respuesta del hidrosistema fluvial se revela compleja, en tanto que resulta de la relación entre los procesos naturales, cuyos parámetros pueden estar modificados directamente o indirectamente por las actividades humanas, y los nuevos procesos que se disparan como consecuencia de dichas actividades.

Entre las principales actuaciones llevadas a cabo en los sistemas fluviales, destacaremos seguidamente aquellas que provocan un mayor grado de alteración en los ríos y su dinámica hidrogeomorfológica:

2.3.1. Presas y embalses

La desigual distribución espacial y temporal de las disponibilidades hídricas ha obligado desde muy antiguo a importantes labores de regulación fluvial. Actuaciones que, lógicamente, se han ido intensificando a lo largo de la historia en función del incremento de las demandas y de su cada vez mayor desequilibrio con las aportaciones naturales de los ríos.

Numerosas son las actuaciones antrópicas capaces de alterar las características hidrológicas y morfológicas de los cauces fluviales (LEDUC Y ROY, 1990; BRANDT, 2000; CLARK Y WILCOCK, 2000; GAEUMAN *et al.*, 2005; PETTS Y GURNELL 2005; GREGORY, 1977, 2006; HOOKE, 2006; CSIKI Y RHOADS, 2011). Sin embargo, desde mediados del siglo XX, LEOPOLD (1956) auguraba a las presas un papel principal y determinante en el control de los cambios morfológicos de los cauces fluviales; en la medida en la que la construcción de presas modifica las condiciones de equilibrio de los ríos y con ello altera los procesos fluviales tanto aguas arriba como aguas abajo de las mismas. Así, una presa trae consigo una ruptura en el perfil longitudinal del río, en la medida que el embalsamiento de agua supone un nuevo nivel de base local. Con ello, se potencia, por un lado, los procesos acumulativos en el embalse, para posteriormente reactivarse los procesos de erosión remontante, aguas arriba del mismo; mientras que aguas abajo, destaca la tendencia a la incisión, al quedar retenida gran parte de la carga de fondo. El agua, a la salida de la presa cambia sus características dinámicas al no tener que emplear parte de su potencia bruta en arrastrar sedimentos; por lo que el flujo resultante está dotado, por tanto, de una gran energía que puede emplear en adelante en incidir sobre su propio lecho o en socavar las orillas.

Autores como LEOPOLD *et al.* (1964), PETTS (1984, 1986), CHIEN (1985) WILLIAMS and WOLMAN (1984), KONDOLF (1997) o GRAF (2006), entre otros, han estudiado estos efectos hidrogeomorfológicos en las grandes presas americanas; mientras que en España, lo han hecho GARCÍA RUÍZ *et al.*, (1985), OLLERO (1991), GARCIA MARTINEZ y BAENA (2001), FRUTOS *et al.*, (2004), VERICAT y BATALLA (2004), quienes han puesto de manifiesto

igualmente, en el ámbito mediterráneo, alteraciones en el comportamiento hidrológico (transformación de los ritmos estacionales del caudal y reducción de la magnitud y frecuencia de las avenidas), en la dinámica fluvial (disminución en la capacidad de transporte de carga e incisión aguas abajo) y en la morfología de trazados de los ríos (reducción de la anchura del cauce). Todo ello relacionado con la construcción y funcionamiento de estas infraestructuras hidráulicas.

Los cambios hidrológicos que estas obras inducen en los ríos están relacionados, generalmente, con las características del embalse, especialmente en lo que respecta al tamaño en relación a la aportación hídrica de la cuenca; las características del vertedero y los usos del agua almacenada (PETTS, 1984a). Pero también dependen del número de embalses presentes en la cuenca, y por lo tanto, de la suma de las alteraciones concatenadas a lo largo del sistema, como tendremos ocasión de analizar en este Trabajo de Investigación. Teniendo en cuenta lo anterior, las presas suelen reducir, de manera general, el volumen de caudal medio circulante aguas abajo del embalse (COLLIER *et al.*, 1996; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2007) y modificar el comportamiento estacional de los caudales, desplazando los máximos y/o mínimos (VANNEY, 1970), o incluso llegando en algunos casos a invertir el régimen (SEGURA BELTRÁN, 2004). Por su parte, los estiajes, dependiendo del aprovechamiento hídrico del embalse pero sin perder de vista el contexto climático de la cuenca, pueden acentuarse; aumentando el número de días en los que disminuye el caudal mínimo. O por el contrario, pueden desaparecer al aumentar hasta en un 52% el caudal, en relación a ríos no regulados, tal y como destaca GRAF (2006) en ríos americanos. Sin embargo, la modificación hidrológica más significativa por sus implicaciones en el sistema fluvial radica en el efecto laminador de las crecidas (MOORE, 1969). Numerosos trabajos reflejan la reducción de los caudales máximos en avenidas ordinarias (WILLIAMS and WOLMAN, 1984; LÓPEZ *et al.*, 2002), si bien los efectos de la regulación pueden disminuir conforme aumenta la duración de estos caudales máximos (MAGILLIGAN and NIDLOW, 2005; GRAF, 2006). Según LÓPEZ *et al.* (2002) la capacidad de una presa para regular una avenida está directamente relacionada con el volumen

de agua embalsada en el inicio del evento. En consecuencia, las presas reducen el riesgo de las crecidas ordinarias, mientras que pueden incrementar, si cabe, la peligrosidad de las crecidas extraordinarias (OLLERO, 1991; GUERRERO y BAENA, 1998; CAMARASA BELMONTE, 2002).

A nivel de morfología de cauce, la mayoría de los cambios ocurren generalmente en los primeros veinte años después de la construcción de la presa (WILLIAMS AND WOLMAN, 1984). El efecto inmediato, aguas abajo, es una rápida degradación del cauce a partir de la cual se inicia una modificación morfológica más completa (SCHUMM, 1969) dada la ruptura de equilibrio que supone el control del caudal y de la carga gruesa aguas arriba de la presa. Las aguas que sueltan los embalses carentes de sedimentos, *aguas limpias*, tienen una gran capacidad erosiva (KONDOLF, 1997); lo que genera, principalmente, fenómenos de incisión en el cauce (PARK, 1977) y un “acorazamiento” del substrato del mismo (BRAVART *et al.*, 1997) en caso de estar formado por roca resistente a la meteorización física. Sirva de ejemplo la figura 2.13, en la que BRANDT (2000) refleja las diferentes alteraciones que puede experimentar la morfología del cauce en función del control sobre el caudal que generan las presas (incremento, normal o disminución) y la relación carga-capacidad (carga<capacidad; carga=capacidad; carga>capacidad).

	Load<Capacity	Load=Capacity	Load>Capacity
Decreased Q	Case 1 	Case 2 	Case 3
Equal Q	Case 4 	Case 5 	Case 6
Increased Q	Case 7 	Case 8 	Case 9

Figura 2.13: Secciones transversales resultantes del control de una presa: en la alteración del caudal (Q) y en la relación carga y capacidad (L, C) (según Brandt, 2000). Las líneas grises significan secciones anteriores a la construcción de la presa y las líneas negras secciones después de la construcción de la presa

A nivel morfométrico, la tendencia a la incisión se traduce en un cambio de la pendiente longitudinal del río significativa no sólo aguas abajo de la presa, sino también en las áreas de confluencia de sus tributarios (CHIEN, 1985). En consecuencia, la incisión generada y el confinamiento en un solo cauce puede ocasionar un serio peligro para obras de infraestructura como puentes o carreteras próximas por socavamiento local (STANLEY, 1972; PARK, 1977, GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001). En este sentido, la socavación local suele afectar a puntos concretos como consecuencia de la turbulencia engendrada en las singularidades; ser de pequeña extensión, pero de gran magnitud; y especialmente temible al afectar a la cimentación de las obras hasta el punto de descalzarlas.

Por último, la disminución del flujo por la interrupción de los caudales o su disminución trae consigo una reducción en el tamaño de los cauces (GREGORY and PARK, 1974; GREGORY, 1976; PARK, 1977) al ajustarse la forma del mismo a la nueva descarga media dominante (ACKERS y CHARLTON, 1970). Dicha alteración puede aumentar el riesgo de inundaciones por incapacidad de evacuar las ondas de avenidas rápidas (KISS and BLANKA, 2012), incrementar la divagación lateral y/o provocar un aumento de la sinuosidad en los trazados (THORNES, 1977).

2.3.2. Deforestación y degradación de las riberas

Está demostrado que la baja densidad y protección de la cubierta vegetal tras largos periodos de deforestación es lo que acrecienta la brutalidad de las arroyadas y su carácter torrencial en algunas vertientes (VANNEY, 1970). Se acentúa así la erosión de los suelos y por consiguiente el aporte sólido a los lechos fluviales donde proliferan las barras en los cauces de ríos naturales y la colmatación de embalses en los antropizados. Junto a ello, en las últimas décadas, hemos asistido a un continuo avance de los cultivos en detrimento de los bosques de ribera. Es casi permanente que en nuestros ríos y sus riberas el hombre trate de ganar terrenos para el pasto del ganado y que los cultivos intensivos invadan las riberas, e incluso el propio lecho del río, superando la barrera del riesgo de inundación. Sin embargo, no sólo estas actuaciones traen la merma de la vegetación de ribera, sino cualquier actuación sobre la llanura de inundación (infraestructura viaria, canalizaciones, motas, etc.), conduce también a la tala de árboles indiscriminada.

Esta reducción notable en su distribución potencial repercute directamente en las márgenes, que pasan a estar menos consolidadas ante la erosión lateral, acentuándose los desplazamientos del cauce, fundamentalmente, durante los momentos de crecida. Del mismo modo, las aguas desbordadas penetran con mayor facilidad abriendo cauces de crecida y generando depósitos de material grueso y escarpes dentro de los propios sotos (OLLERO y ROMERO, 2007);

mientras que los materiales finos se sedimentan con mayor dificultad, incrementándose la turbidez de la corriente.

2.3.3. Otras intervenciones

2.3.3.1. Canalizaciones y encauzamientos

Las actuaciones encaminadas a dar estabilidad al propio cauce y garantizar una mayor capacidad de transporte y de evacuación de caudales durante las avenidas, son frecuentes en los tramos urbanos o perirurbanos donde el crecimiento de la población ha invadido las llanuras de inundación y por lo tanto, es imposible ampliar la sección natural de los cauces. El estrechamiento del cauce natural y en ocasiones la rectificación que conllevan estas actuaciones, supone un incremento de energía y en consecuencia un aumento de la capacidad erosiva del lecho que, al verse inhibida en el tramo canalizado en su componente lateral, se desplaza aguas abajo. Por su parte, trabajos recientes apuntan también a que en tramos fluviales con tendencia a la acreción o colmatación, estos procesos suelen acentuarse, al quedar el cauce constreñido por las defensas; ya que la corriente tiende a sedimentar y se ve forzado a hacerlo en un menor espacio, elevándose el cauce (OLLERO y ROMERO, 2007).

En cualquier caso, este tipo de actuaciones trae siempre consigo graves alteraciones en el bosque de ribera, de gran valor ecológico y de cuya buena conservación se derivan importantes beneficios como son: la estabilización de márgenes; la reducción de la erosión; la laminación de avenidas, el refugio de flora y fauna; el valor paisajístico y, especialmente, el carácter de excepcionales corredores ecológicos que conectan espacios naturales, de otra forma, aislados entre sí.

2.3.3.2. Extracciones de áridos

La extracción de áridos es una actividad de minería a cielo abierto que origina efectos geomorfológicos similares a los del dragado (KONDOLF, 1997;

KONDOLF *et al.*, 2002). Buena parte de estas extracciones se localizan en las barras de gravas de las márgenes convexas de los meandros (*point-bars*), terrazas fluviales o incluso en el propio lecho ordinario. Su proliferación, a veces de forma indiscriminada, a lo largo del río, supone la práctica desaparición de la vegetación de ribera en ese entorno y la modificación de la morfología del cauce y su llanura. A nivel de cauce, estas actuaciones generan problemas de incisión e incrementan la problemática general del déficit sedimentario originado principalmente por los embalses. Mientras que cuando las extracciones se localizan en llanuras de inundación o terrazas, aparte de alterar la topografía de la llanura, suponen en la mayoría de los casos la alteración y/o contaminación de los acuíferos. En este caso, las depresiones generadas en la llanura aluvial tras el abandono de la actividad pueden convertirse en la causa inicial de cortas y otras modificaciones menores del cauce, incluyendo variaciones en los procesos de erosión y sedimentación (GARCÍA ANQUELA *et al.*, 1984).

3. OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y ÁREA DE ESTUDIO

Esta Tesis Doctoral, realizada en el marco del antiguo Programa de Doctorado titulado “*Cambios climáticos y morfogenéticos: evolución de los paisajes mediterráneos*” del Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional de la Universidad de Sevilla; continúa con una de las líneas de investigación mantenida por el Prof. Dr. Rafael Baena Escudero en relación a la geomorfología fluvial de los cauces aluviales y la llanura de inundación del río Guadalquivir en su tramo Bajo. Trataría por tanto de indagar en la interrelación existente entre el río como agente morfogenético y cuyo funcionamiento se pone de manifiesto a través del análisis de su comportamiento hidrológico (régimen hídrico, análisis de crecidas y estiajes, etc.); y la geomorfología fluvial representada por el cauce y su llanura de inundación, donde se plasman los resultados de la componente hidrológica a través de modificaciones morfogenéticas, morfodinámicas, de evolución de trazados, etc. Para ello nos ha parecido oportuno el abordar de forma individualizada el estudio de los ciclos hidrológicos del río principal y algunos de sus afluentes durante diferentes periodos temporales a fin de establecer los posibles resultados de su acción sobre la morfogénesis fluvial a nivel de cauce y llanura aluvial.

Otros factores complementarios de lo anterior que indudablemente cobran importancia en el resultado geomorfológico fluvial son: por un lado, la respuesta del cauce aluvial durante rangos temporales cortos (decenas a centenas de años) tanto en su trazado general como a nivel local en la evolución de sus meandros; y por otro, los cambios hidromorfológicos vinculados a la intervención antrópica durante los últimos siglos (XX y XXI) en el Guadalquivir y sus afluentes en el tramo bajo.

3.1. OBJETIVOS

3.1.1. Objetivos generales

Partiendo de los planteamientos generales de la investigación, los objetivos generales de esta Tesis han tratado de abordar un conjunto de problemas científicos referidos a los ríos aluviales a través de sus cambios hidromorfológicos. Para ello se ha utilizado al río Guadalquivir y a algunos de sus afluentes como exponentes del entorno mediterráneo de Andalucía occidental, a la hora de poner de manifiesto los diferentes ritmos hidrológicos y sus consecuencias geomorfológicas durante periodos de tiempo históricos y contemporáneos.

Por tanto, los objetivos generales han girado en torno a las siguientes cuestiones:

a) La evolución del comportamiento en el régimen hidrológico del río Guadalquivir en su tramo bajo en relación a los cambios de funcionalidad hidrológica detectados en la llanura desde momentos históricos hasta la actualidad, con especial atención al papel de la componente antrópica en la inducción de los mismos.

b) La elaboración y utilización de una cartografía geomorfológica a detalle de la llanura aluvial del Bajo Guadalquivir como método de investigación en la reconstrucción de trazados históricos, su trazado morfométrico y la interpretación de los cambios de trazado y la reconstrucción paleohidrológica.

c) El establecimiento de tipologías de meandros para el Guadalquivir, definiendo una secuencia evolutiva de algunos de ellos con aproximación a las principales etapas de cambio, sus causas y cronología.

d) Utilización del análisis hidrológico de afluentes importantes del Guadalquivir por su margen derecha, a fin de contrastar los comportamientos hidromorfológicos recientes con los del río principal tanto a nivel de régimen y crecidas como también de cambios geomorfológicos de sus llanuras aluviales.

3.1.2. Objetivos específicos

Para ello han constituido objetivos específicos de esta investigación los siguientes:

- a) Definir el grado de naturalidad del régimen de caudales de los ríos estudiados para identificar el estado de alteración que los embalses de regulación imprimen al comportamiento hidrológico en lo que concierne a su régimen fluvial, variabilidad interanual, comportamiento de las crecidas y funcionamiento de la llanura aluvial.
- b) Definir las oscilaciones hidrológicas recientes del río Guadalquivir en relación a la alternancia de sequías e inundaciones y sus efectos sobre la llanura aluvial.
- c) Establecer, mediante el análisis de los datos históricos de crecidas y la evolución morfométrica derivada de la reconstrucción de los diferentes trazados fluviales cartografiados durante época contemporánea, el posible significado paleoclimático de los cambios acontecidos, definiendo su duración y tendencias.
- d) Establecer una tipología de meandros del Guadalquivir en función de sus características geométricas y el significado de su evolución durante los siglos XX y XXI.
- e) Plantear la secuencia histórica en la evolución fluvial de algunos meandros representativos del Guadalquivir en su tramo Bajo que integre tanto los principales cambios de trazado como la conformación de cauces y nuevas terrazas subactuales.
- f) Identificar las principales repercusiones hidromorfológicas asociadas a la intervención antrópica, sobre todo de presas y embalses de regulación en lo que respecta a la naturalidad y morfología del Guadalquivir y la continuidad y movilidad del cauce respecto a sus márgenes.

3.2. METODOLOGÍA Y FUENTES

Para el desarrollo de la investigación, el planteamiento metodológico ha contado con múltiples tratamientos analíticos aplicados tanto a los datos de campo como a las fuentes documentales y series estadísticas trabajados en gabinete.

3.2.1. Análisis geomorfológico

La aportación fundamental del estudio ha sido la elaboración de una cartografía geomorfológica a tal efecto elaborada a escala 1:25.000 de la llanura aluvial del Bajo Guadalquivir entre Palma del Río y Sevilla; así como otras de los ríos afluentes Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva. Para el estudio de los meandros se ha elaborado expresamente para ellos una cartografía geomorfológica a detalle, a escala 1:10.000 y diacrónica (1956-2010) que permite la interpretación de la evolución reciente

En la elaboración de esta cartografía geomorfológica ha sido fundamental, con carácter general, la fotointerpretación geomorfológica de los vuelos fotogramétricos de diferentes fechas (1956, 1977, 1981 y 2010) y su correspondiente trabajo de campo. Todo ello se ha integrado en un SIG, mediante el programa ArcGis 10, teniendo como base de trabajo las Ortofotografías aportadas por el servicio WMS de la Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM), de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, de la Junta de Andalucía. Este producto cartográfico georreferenciado y corregido de deformaciones, generado a partir de la fotografía aérea, se constituye en una herramienta de trabajo necesaria para la correcta interpretación de la evolución geomorfológica fluvial más reciente. Las Ortofotografías disponibles se encuentran georreferenciadas en el Sistema de Referencia oficial ETRS89, soportando perfectamente otros sistemas de referencia como la European Datum 1950 (ED50) UTM Huso 30N, en los que se elabora la cartografía geomorfológica general y de detalle del Bajo Guadalquivir.

3.2.1.1. Cartografía geomorfológica de la llanura aluvial del tramo bajo del río Guadalquivir y de los afluentes Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva

Concretamente, la cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 de las llanuras aluviales, se ha realizado a partir de la fotointerpretación del vuelo fotogramétrico nacional en blanco y negro, a escala 1:33.000, del Ejército del Aire de España y la Fuerza Aérea de EEUU, conocido como vuelo americano de 1956. Como base cartográfica de referencia se ha empleado la Ortofotografía digital pancromática de Andalucía realizada a partir de este vuelo fotogramétrico a escala aproximada de 1:10.000 y con resolución de 1 m. En ella se han plasmado los límites de la llanura aluvial, superficies de terrazas, barras y point-bars, escarpes, paleocauces y cauces de afluentes.

En el caso de los afluentes Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva, a esta cartografía de 1956, le acompaña otra correspondiente al año 2010, teniendo como base cartográfica la Ortofotografía digital a color de Andalucía, de 50 cm de resolución, realizada a partir de los vuelos fotogramétricos llevados a cabo dentro del proyecto PNOA Básico 2010-2011, correspondientes a la mitad Sur de Andalucía (verano de 2010).

3.2.1.2. Cartografía geomorfológica diacrónica (1956-2010) de los meandros Alcolea del Río, Tocina, Cantillana y Quijano

Realizada a partir de las anteriores, se centra en cuatro sectores concretos de la llanura del Bajo Guadalquivir correspondientes a otros tantos tipos de meandros caracterizados por la dinamicidad en la configuración de sus trazados desde época holocena. Se trata de una cartografía geomorfológica a detalle a escala 1:10.000, elaborada a partir de la fotointerpretación mediante pares estereográficos y los correspondientes trabajos de campo. A partir de la base cartográfica digital existente para cada momento, aportada por el servicio WMS de la REDIAM (Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Andalucía), se ha realizado la cartografía geomorfológica diacrónica que incluye las siguientes fechas y Ortofotografías de referencia:

- 1956: Ortofotografía digital pancromática de Andalucía realizada a partir del vuelo fotogramétrico americano (U.S. ARMY, E. 1:33.000), a escala aproximada de 1:10.000 y resolución de 1m.
- 1977: Ortofotografía digital de Andalucía (Pancromática), realizada a partir del vuelo fotogramétrico nacional interministerial entre 1977-1980 para el territorio Andaluz (vuelo YRIDA, E. 1:18.000). La escala aproximada de la Ortofotografía es de 1:5.000 y resolución de 0,5 m.
- 1985: Ortofotografía digital de Andalucía (Pancromática) realizada a partir del vuelo fotogramétrico nacional a escala 1:30.000. La escala aproximada es 1:10.000 y la resolución de 1m.
- 2010: Ortofotografía digital a color de Andalucía producida a partir de los vuelos fotogramétricos realizados dentro del proyecto PNOA Básico 10-11, correspondientes a la mitad Sur de Andalucía y realizados en el verano de 2010. La escala aproximada es 1:10.000 y de 50 cm de resolución.

En cada una de ellas quedan representados el límite de la llanura aluvial, escarpes y morfologías de la llanura aluvial, a saber: niveles de terrazas, cauces abandonados, point-bars, cauce ordinario y barras de canal; elementos clave sobre los que se efectúa la reconstrucción del trazado del río para época holocena e histórica.

3.2.1.3. Otro tipo de cartografía: Mapas geológicos-geomorfológicos de las cuencas fluviales afluentes

Siguiendo la definición de RODOLFI (1983) en la que el mapa geomorfológico es un “documento que representa sintéticamente las características de las formas de paisaje y su distribución en el interior de una unidad territorial; en el que el detalle de la representación está en función de la escala a la que compete la observación”, podemos indicar que los mapas geológicos elaborados para las distintas cuencas fluviales son de carácter general, a escala 1:100.000. En ellos se han representado a su vez, tanto los elementos geomorfológicos como las tipologías de relieve más significativas.

Para ello, las fuentes utilizadas han sido las siguientes:

- Los datos espaciales del Mapa Digital de Andalucía para escalas intermedias (E. 1:100.000), como principal referente planimétrico para los sistemas de información geográfica de la Junta de Andalucía. Todas las capas presentan formato *Shape (shp)*, entre otros, para facilitar su incorporación a las herramientas de tratamiento cartográfico, en nuestro caso ArcGis 10. Sobre esta base cartográfica se realiza la delimitación topográfica de las cuencas fluviales de los ríos Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva. Asimismo y dado que la cuenca del río Rivera de Huelva comparte interfluvio con la comunidad autónoma de Extremadura, en este caso, se ha accedido también a la Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) de la Junta de Extremadura.
- El Mapa Geológico de España (Síntesis) a escala 1:200.000 (Hojas Nº 75 y 76) y a escala 1:50.000 (Hojas 942, 941, 940, 962, 963, 920, 919, 918, 917, 984 y 899) aportado por el Instituto Geológico y Minero de España como servicio WMS. A partir de ellas se obtienen todos los datos geológicos referentes a litología, tectónica y cronología.
- Fotogramas aéreos del vuelo americano de 1956 (U.S. ARMY, E. 1:33.000). Con la fotointerpretación de los fotogramas aéreos y el uso de la Ortoimagen digital de Andalucía se elabora la información puramente geomorfológica.

3.2.2. Análisis paleohidrológico

Se ha basado en la recopilación y análisis de las fluctuaciones de los datos de crecidas históricas del río en los últimos 500 años y la evolución morfométrica de su trazado.

3.2.2.1. Recopilación e interpretación de los datos históricos de crecidas

Comprende un periodo de quinientos años, anterior al control de aforos en la zona, con consulta del registro histórico de crecidas del río Guadalquivir en su tramo Bajo, a través de las referencias encontradas en distintas obras

recopilatorias (BORJA PALOMO, 1878; VANNEY, 1970; FONTANA TARRATS, 1977; M.O.P.U., 1985; M.I., 2008; M.I., 2014).

Para el análisis se ha utilizado un coeficiente (CI) de relación entre el número de crecidas en periodos de 10 años (I) y el número medio de inundaciones registradas en los 500 años de la serie estudiada (Im): $CI = (I - Im) / Im$. La obtención de este índice atenúa considerablemente las irregularidades de la serie en torno a los valores de la media, mostrándose por tanto más representativo que los valores medios a la hora de efectuar análisis comparativos.

Quedan fuera de este análisis las crecidas generadas a partir de la década de los 90 del siglo XX, por no responder a parámetros estrictamente climáticos y estar sujetas al control que el sistema de presas ejerce sobre el comportamiento hidrológico del Guadalquivir en momentos de máximos hidrológicos.

3.2.2.2. Reconstrucción de trazados históricos del Bajo Guadalquivir (Palma del Río-Sevilla)

Sustentado en la cartografía geomorfológica de la llanura aluvial del Bajo Guadalquivir, se ha procedido a la reconstrucción diacrónica del trazado del río representado en la cartografía histórica recopilada, con referencia a los años 1778 (*Plano del Bajo Guadalquivir, por Francisco Antonio Pizarro, Madrid, Archivo Histórico Nacional*), 1818 (*Planta del Canal de riego y Navegación de Córdoba a Sevilla, proyectado por J.A. Larramendi*), y 1918 (*Mapa Topográfico Nacional, I.G.y C., 1ª Ed.*). No obstante, la falta de proyección de este tipo de documentos hace que la información que suministran, fundamentalmente en lo referente al trazado del cauce, sea en la mayoría de los casos aproximativa, por lo que el mapa histórico ha sido utilizado como elemento de referencia, siendo supeditada en cualquier caso su información a la aportada por la geomorfología (cauces abandonados, point-bar, niveles de terrazas, etc.).

3.2.2.3. Análisis morfométrico de los trazados históricos (finales del siglo XVIII) hasta la actualidad (siglo XXI)

Para el análisis morfométrico de los trazados, previamente se ha concretado el número de meandros de los que consta cada uno de ellos, teniendo en cuenta que un meandro no se define tan sólo por sus curvas sino también por los *loops*¹ que presenta (BRICE, 1973; CHITALE, 1973). Por ello, se han definido en base siempre, a la existencia de dos puntos de inflexión claros.

A partir del número de meandros establecidos para cada uno de los trazados fluviales en cada periodo (1778, 1818, 1918, 1956 y 2010) y adaptado cada trazado al sistema geodésico de referencia actual ETRS89 (European Terrestrial Reference System) se han efectuado las mediciones de aquellos parámetros que definen mejor las condiciones hidrológicas del río, así como las características lito-estructurales y morfológicas del valle. A saber: longitud de onda del arco (I), longitud de onda axial (L), tasa de sinuosidad (P), radio de curvatura (Rc), amplitud de onda (A) y banda activa (Ba). Para ello, se ha contado con una metodología específica definida a partir de diferentes herramientas de ArcGis 10, que *grosso modo* ha consistido en:

a) *Definición del thalweg*: para ello se ha utilizado las herramientas de *ArctoolBox Create Skeleton* (densify distance_10m)/ *Trim Skeleton*. Con ello, ArcGis genera la línea central del polígono correspondiente a cada trazado, *thalweg* en términos fluviales y *skeleton* en terminología SIG.

b) *Puntos de inflexión*: en este caso y a expensas de valorar y comprobar si ArcMap pudiera generar puntos que sirvieran como puntos de inflexión; se procedió a su definición mediante el mecanismo más sencillo, que es introducirlos mediante *Customize/toolbars/draw* y posteriormente convertir esos puntos en *shapefile* mediante *Convert Features to Graphics*.

c) *Longitud de onda del arco (I)*: la opción *Geoprocessing/Dissolve* permite unir todos los segmentos de arcos de meandros en uno solo; para posteriormente subdividir cada arco por los puntos de inflexión con la

¹ **Loops**: Círculos acordes a la longitud de los radios de curvaturas. Brice clasifica los meandros en simples o complejos dependiendo del número de loops presentes en cada meandro, hasta llegar a dieciséis modelos (HOOKE, 1984 *cfr.* BRICE, 1974).

herramienta *Data Management tools/Feature/Split line at point*, con una tolerancia de 25 m, puesto que aunque los puntos introducidos anteriormente no caen exactamente encima de la línea, sí están a una distancia menor. Con ello, se ha obtenido el cálculo de la longitud de onda del arco (l) de cada meandro así como la del trazado en su conjunto (*Calculate Geometry*).

d) *Longitud de onda axial (L)*: para trazar la línea recta que una los puntos de inflexión se optó, previamente, por dar un valor numérico a cada uno de esos puntos de modo que indiquen el orden en el que deben ser unidos (*Add field "Orden"* en la tabla de atributos). Posteriormente y mediante la opción *Data Management tools/Feature/ Points to line*, se obtuvo una sola línea que unen los puntos de inflexión de los meandros en el orden que ha sido establecido previamente (mediante el campo "Orden"). Para obtener la longitud de onda axial de cada meandro, se deberá subdividir la línea recta a partir de los puntos de inflexión mediante la herramienta *Data Management tools/Feature/Split line and point*.

e) *Tasa de Sinuosidad (P)*: Calculados los parámetros de longitud de onda del arco y de onda axial, la tasa de sinuosidad del trazado se obtiene del cociente entre ambos parámetros. De la misma manera, podrá también obtenerse, si se desea, la sinuosidad de cada meandro.

f) *Amplitud de onda (A)*: su cálculo se ha realizado mediante la línea transversal a la dirección media del río, entre los puntos de máxima curvaturas de dos meandros consecutivos. Dibujada la línea recta en cada meandro mediante *toolbars/draw/line* y transformada posteriormente en *shapefile* mediante *Convert Features to Graphics*; se pudo calcular la amplitud de onda de cada meandro (*Calculate Geometry*).

g) *Radio de curvatura (R_c) y loops de meandro (L_p)*: no se ha encontrado, por el momento, ninguna herramienta específica que defina el radio de una curvatura, por lo que fue necesario, una vez más, introducir mediante *Customize/toolbars/draw/circle* el círculo que mejor se adapta a la curvatura, para posteriormente convertirlo en *shapefile* mediante la opción *Convert*

graphics to features y así calcular el radio de cada una de las curvaturas definidas (*Calculate Geometry*).

h) Banda activa (Ba): el cálculo de este parámetro puede realizarse de dos maneras diferentes. Por un lado, mediante la herramienta *Data Management Tools/Features/Minimum Bounding Geometry*, con la cual se crea un polígono que integra todo el trazado. Y por otro, mediante la definición de un *shapefile* poligonal según el criterio del investigador, que integre las márgenes cóncavas de todos los meandros definidos previamente. En el primer caso, se corre el riesgo de que el programa no contemple todas las curvaturas, sino sólo las más elongadas; por lo que no estaría calculando la banda activa a partir de todos los meandros sino de los más evolucionados. Ello ha determinado que en este Trabajo se haya optado por la segunda opción. En cualquier caso, el área se ha calculado mediante la herramienta *Calculate Geometry*.

Para establecer la tipología de meandros se ha seguido el análisis multivariante de Kmedias, a partir de los parámetros de longitud de onda axial (L), amplitud de onda (A) y radios de curvatura (Rc) (CARLSTON, 1965 y BRICE 1974).

3.2.2.4. Relación empírica geometría-descarga

Se ha establecido siguiendo las ecuaciones empíricas de CARLSTON (1965) y BRICE (1974) de relación geometría del trazado-caudal, que aunque cuestionadas por ALFORD and HOLMES (1985, *cfr.* ROTNICKI, 1983), sin embargo, creemos sirven al menos para detectar fluctuaciones importantes: $Lm = 106,1Qm^{0,46}$; $Qm = 0,000047 Lm^{2,15}$ (CARLSTON, 1965) y $Qm = 0,0021 rm^{2,03}$ (BRICE, 1974).

3.2.3. Análisis hidrológico

Para su realización se ha contado con los registros de caudal de las estaciones de aforo localizadas en el tramo bajo del río Guadalquivir (Alcalá del Río, 5072) y en los ríos Rivera de Huéznar (Villanueva del Río y Minas, 5127) y Rivera de

Huelva (Central de Cala, 5077); así como con los datos de embalses (registros de *Aportación* y de *Desembalse*) contruïdos tanto en el Guadalquivir (Alcalá del Río) como en sus afluentes Guadalbarcar (José Torán), Rivera de Huéznar (Huesna) y Rivera de Huelva (Cala, la Minilla, Aracena, Zufre y Gergal).

3.2.3.1. Fuentes y calidad de los datos hidrológicos

Dos son las fuentes de información hidrológica utilizadas: el Sistema de Información de Anuarios de Aforos (SIAA) del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA) y el Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) del Guadalquivir, que gestiona la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (C.H.G.).

a) Sistema de Información de Anuarios de Aforos (SIAA) y Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH)

El Sistema de Información de Anuarios de Aforos (SIAA) se trata de una fuente de información hidrológica, de datos contrastados, que integra tanto los registros históricos de las estaciones de aforo como de los embalses de todas las Cuencas Hidrográficas de España. Así, para estaciones de aforo, el SIAA aporta datos de caudal medio diario (m^3/s) y de altura de la lámina de agua (m) correspondiente, así como datos de caudal medio mensual (m^3/s); mientras, para los embalses ofrece datos de caudal medio diario de Desembalse (m^3/s) y caudales medios mensuales de Aportación y de Desembalse (hm^3).

Por su parte, el Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) del Guadalquivir, en funcionamiento desde 1999, ofrece datos de *Aportación* y *Desembalse* (m^3/s) no contrastados, instantáneos e históricos de caudal (horario, diario o mensual) de todos los embalses de la Cuenca Hidrográfica del Guadalquivir. Se trata de un complejo sistema de sensores repartidos estratégicamente por toda la superficie de la cuenca, que suministran información en tiempo real de la situación hidrológica. Entre los objetivos iniciales del SAIH están la previsión y el seguimiento de las avenidas y la optimización de la gestión de los recursos hídricos, entre otros. Sin embargo, la detección de errores en los

registros así como la ausencia de datos en algunos embalses y estaciones de aforo, no favorece el seguimiento de la información en tiempo real.

Por tanto, el análisis hidrológico que contiene esta investigación se ha realizado fundamentalmente sobre datos contrastados aportados por el Sistema de Información de Anuarios de Aforo, con la excepción del comportamiento hidrológico extremo de avenidas recientes, para las que se ha utilizado los datos diarios del Sistema Automático de Información Hidrológica del Guadalquivir. En este caso y dado la consideración de datos no contrastados, estos serán tomados con cautela y corregidos en casos de errores evidentes.

b) Problemas detectados en las fuentes de información

Estos han sido de diversa índole:

- Longitud y horquilla temporal de las series: la longitud de las series temporales no cuentan, por lo general, con datos suficientes para un análisis del comportamiento hidrológico en profundidad, con la excepción de las correspondientes al Guadalquivir tanto para la estación de aforo (1952-1994) como para el embalse de Alcalá del Río (1974-2009). El resto de estaciones de aforo (Villanueva y Central de Cala) pese a tener un funcionamiento histórico, presentan importantes lagunas, por lo que los registros no superan en ningún caso los 25 años; si bien quedan integrados en la horquilla temporal definida por la estación de aforo del Guadalquivir. En cuanto a los registros aportados por los embalses de los afluentes, estos cubren la horquilla temporal de 1993 a 2011, también integrada, en parte, en la definida por el embalse de Alcalá del Río.
- Lagunas en las series: la dificultad que existe, por lo general, en la correlación entre series de caudales, en la medida en la que deben responder a unas condiciones físicas (litológicas, edáficas, vegetación etc.) y/o morfométricas (tamaño, tipología red, etc.) similares en la generación de la escorrentía; se hace prácticamente imposible si se trata de sistemas con algún tipo de regulación antrópica. Ello determina que la existencia de

lagunas no puedan ser rellenadas y por lo tanto, sujetas al análisis hidrológico. Es lo que sucede en la serie registrada en la estación de aforo Central de Cala del Rivera de Huelva. En este caso, la existencia de lagunas en los años 1968-1969 y 1969 -1970 conlleva la interrupción del registro y por lo tanto la conformación de dos series diferentes de cara al análisis hidrológico. Por otra parte, el problema es diferente si se trata de lagunas en los registros de caudales máximos medios diarios crecidas conocidas. En estos casos y siempre que contemos con los datos de altura de la lámina de agua, se pueden suplir mediante las correspondientes curvas de gasto.

- Diferencias importantes entre los datos sin contrastar (SAIH) y los contrastados (SIAA), por lo que la utilización del SAIH de cara a la planificación de los recursos y gestión de avenidas, puede plantear algunos problemas en el caso de la cuenca del Guadalquivir.
- Identificación de datos erróneos (SAIH): a este respecto, creemos que el hecho de tratarse de datos no contrastados, no exime al Organismo competente de la responsabilidad sobre los datos publicados; y que a los ojos de cualquier gestor deben ser considerados, sin ninguna duda, como erróneos. Sirva de ejemplo el desembalse del embalse de Peñaflor de 97.556,11 m³/s en una hora el 18 de enero de 2001, o de 96.794,7 m³/s también en una hora del día 30 de diciembre de 2003. Consideramos que la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir debe incluir en el SAIH un sistema de detección de este tipo de datos erróneos, sobre todo si uno de los objetivos del mismo es la gestión de las avenidas y el apoyo a la investigación.

3.2.3.2. Análisis estadístico de las series

Para el análisis de las series de caudal se ha utilizado el programa AnClim versión 5.025 (ŠTĚPÁNEK, 2003), creado específicamente para propósitos climáticos, aunque según su autor es considerado una herramienta para el análisis de series temporales así como un tutorial de homogeneización; por lo

que la aplicación de AnClim puede adaptarse a las necesidades de los usuarios. Entre los estadísticos que incluye la descripción de las series se encuentra el valor de la media, desviación típica, coeficiente de variación, cuartiles, valores extremos y valores atípicos u *outlier*, entre otros. Un dato atípico (*outlier*) es un registro mayor o menor de lo esperado que se detecta por tener un residuo² que es un valor “inusual” muy grande o muy pequeño en relación con la distribución asociada a los residuos. Dado que los residuos estandarizados son una muestra aleatoria de una distribución, se verifica que aproximadamente un 68% de los residuos deben estar entre -1 y 1, y alrededor del 95% entre -2 y 2 y prácticamente todos entre -3 y 3. Por ello, un residuo estandarizado que diste más de 3 ó 4 unidades del 0 se corresponde, potencialmente, con una observación atípica (MOORE, 2005). Asimismo, evalúa la normalidad de la serie mediante las pruebas de Chi Cuadrado y de Kolmogorov-Smirnov, identificando la bondad del ajuste para determinados niveles de significación. En términos generales, en Hidrología, el caudal modular se ajusta a una distribución normal, al igual que muchas variables naturales, cuando obedecen a comportamientos estrictamente naturales. De ahí que los posibles cambios en la distribución de los datos del caudal modular pueden ser también un indicador de que dicho comportamiento no obedece a condiciones estrictamente naturales. En este caso, la H_0 se rechaza si el valor de p de probabilidad es menor que el nivel de significación elegido para ejecutar la prueba de contraste estadístico.

Por otro lado, el programa AnClim identifica también el ajuste de la serie a un modelo de regresión lineal, para el que se define tanto el valor de la tendencia anual como el correspondiente a un periodo de diez años. En el ajuste se identifica además si la regresión es no significativa o significativa para un nivel de confianza del 95%. En el primer caso la tendencia obedecería a condiciones estrictamente naturales, en este caso hidrológicas; y en el segundo, la naturaleza de la tendencia no obedecería a condiciones estrictamente hidrológicas. Unido a ello, el programa establece la bondad del ajuste a los datos observados mediante el coeficiente de correlación lineal (r de Pearson) y el índice de determinación

² **Residuo:** La diferencia entre los valores de la variable dependiente observados y los valores que predécimos a partir de una recta de regresión.

(R^2), cuantificando el grado de asociación que existe entre las variables. De igual modo, el programa aporta también datos sobre la autocorrelación de la serie, mediante el coeficiente de correlación serial de 1 retardo (r_1), que define la existencia o no de correlación entre los datos. Si existe correlación serial indicaría que el comportamiento de una variable, en un momento dado, depende del comportamiento de la variable en un tiempo pasado de la serie. Así, JONES, WEINROTT y VAUGHT (1978), afirman que la dependencia serial significa que las puntuaciones temporalmente adyacentes tienden a estar relacionadas unas con otras; por lo que la causa principal de la autocorrelación es la existencia de tendencia.

Por último, el análisis estadístico de las series aporta también datos sobre la homogeneidad, mediante la utilización de test no paramétricos como son los de VON NEUMAN, MANN-KENDALL o SPEARMAN. De todos ellos, la prueba de Mann-Kendall es considerada como una de las más robustas para determinar la existencia de tendencias significativas en series temporales (ALMARZA, 2002; HAMED, 2008). En este caso, la base estadística de este test fue propuesta por Mann en 1945 y como hipótesis nula (H_0), plantea que los datos de la serie vienen de una población donde las medidas son independientes e idénticamente distribuidas y por tanto de carácter aleatorio (HIPEL and MCLEOD, 2005).

3.2.3.3. Análisis de la variabilidad interanual

Para el análisis de la variabilidad interanual se ha recurrido a la simple representación de los valores estandarizados ($z = \frac{Q_{ma} - Q_m}{\sigma_m}$), que nos indica cuántas desviaciones estándar se encuentra un valor de caudal anual por encima o por debajo del valor medio o modular; aportando bastante información respecto al comportamiento interanual del caudal. Sin embargo, para la identificación de posibles rupturas que expliquen posibles cambios en el comportamiento hidrológico anual se han llevado a cabo algunas de las pruebas estadísticas de homogeneidad más utilizados para el análisis de las series temporales (AGUILAR *et al.*, 2002). En este caso, y dado que algunos autores desconfían

de cualquier aproximación que implique asunciones sobre la normalidad de la serie y recurren a test de carácter no paramétricos (AGUILAR *et al.*, 2002 *cfr.* SNEYERS, 2002); en esta aproximación al análisis de la homogeneidad de las series de caudales se utilizarán algunas técnicas absolutas de homogeneización consistente en la búsqueda de cambios en los estadísticos de las series analizadas. Así, el objetivo para la utilización de estas técnicas estará explícitamente en la detección de saltos o rupturas en la serie, como primera aproximación al cambio detectado en la variabilidad interanual del caudal; y su posible relación con la actuación antrópica en los sistemas fluviales, sobre todo la que determina el control y la regulación del caudal. Si bien es cierto que la variable caudal se comporta de manera similar a otras variables naturales, como por ejemplo la precipitación, tan bien es cierto, que el comportamiento del caudal responde de una manera mucho más rápida a los efectos del control antrópico, cuando éste se realiza directamente sobre el cauce. En ningún caso, nos aproximamos al estudio de la homogeneidad con el deseo de generar registros de caudales homogéneos para el estudio de la evolución del caudal en el bajo Guadalquivir, que en el caso de que pudiera realizarse, dado el grado de alteración en el que se encuentra la cuenca, queda fuera del objeto de estudio de este Trabajo de Investigación.

Por tanto y tendiendo claro lo anterior, los test utilizados para la detección de inhomogeneidades en las series de caudales, mediante el programa AnClim (v5.205) son el test t de Student y el test de Desviaciones Acumuladas. Con ellos se identificará el punto de ruptura que divide la serie en dos series parciales constituidas por valores de caudales que se distribuyen de manera distinta, por lo que los valores medios y las desviaciones típicas, entre otros estadísticos, son diferentes (ALMARZA, 2002). No obstante, la aplicación de estas técnicas absolutas a series climáticas, si bien pueden ofrecer excelentes resultados, puede generar falsas inhomogeneidades o contrarrestar el efecto de otras alteraciones ajenas al clima (AGUILAR *et al.*, 2002); por lo que su aplicación a las series de caudales ha de tomarse como una primera aproximación y con cierta cautela.

3.2.3.4. Análisis del régimen fluvial

El estudio del régimen fluvial se ha analizado mediante el coeficiente de caudal, que supone la relación entre el caudal medio de un mes determinado y el caudal modular de la serie $Cq = Q_{mm}/Q_m$ (REMENIERAS, 1971). De esta manera, la frecuencia relativa de los caudales mensuales en una serie de n años, permite poner en evidencia el carácter sistémico de las variaciones estacionales y la evolución de su comportamiento en la serie, pudiendo definirse cambios en el régimen fluvial. Para ello, en el caso de los registros de aforo en los que ha sido posible, se ha dividido la serie en dos a partir de la fecha de construcción de los embalses; mientras que en los registros de embalses se ha procedido a contrastar el tipo régimen fluvial que genera las series tanto de Aportación como de Desembalse.

3.2.3.5. Análisis de valores extremos: crecidas fluviales

Se ha llevado a cabo mediante el estudio de las magnitudes de caudal así como de los cambios que advierten los hidrogramas de crecidas. Para ello, se ha elaborado un registro de caudales diarios máximos anuales de la serie histórica correspondiente a la estación de aforo de Alcalá del Río (Guadalquivir). La inexistencia de estaciones de aforo en algunos de los afluentes estudiados, así como la existencia de lagunas en el resto, ha determinado que la elaboración de estos registros en los afluentes se haya realizado a partir de las series de Aportación y Desembalse tanto para el embalse de José Torán (Guadalbarcar) como de Huesna (R. Huéznar). Con ello, se ha podido definir el efecto regulador que ejerce el embalse no sólo en las magnitudes de las crecidas y su frecuencia sino en sus respectivos hidrogramas de crecidas.

a) Magnitudes de caudal y periodos de retorno

Este análisis se ha llevado a cabo mediante el ajuste a la distribución de probabilidad Gumbel, al considerarse ésta de las más simples y aceptadas por su adecuada capacidad de ajuste a los valores máximos de caudal (PIZARRO *et al.*,

1986; LLAMAS, 1993; CHOW *et al.*, 1994; APARICIO, 1997; CUSTODIO y LLAMAS, 2001).

Por otro lado, la determinación de la bondad del ajuste de los datos a esta distribución de probabilidad se realiza a partir de las pruebas de Kolmogorov-Smirnov y el coeficiente de determinación (R^2) (CID *et al.*, 1990; SHAO, 1990). A partir de un buen ajuste ($D < D_{crit.}$) para niveles de significación entre 0,05 y 0,01, en la prueba de Kolmogorov-Smirnov o altos coeficientes de determinación, es posible interpolar y extrapolar la información, así como predecir el comportamiento de la variable de estudio (PIZARRO *et al.*, 1986) en condiciones naturales y/o de aleatoriedad.

b) Hidrogramas de crecidas

El análisis temporal de las crecidas son estudiadas a partir de los datos medios diarios mediante la definición de sus correspondientes hidrogramas.

En las estaciones de aforos, el caudal se obtiene a partir de una curva de gasto que representa la relación entre la altura que alcanza la lámina de agua (H) y el caudal que circula por una sección determinada (Q); ajustándose esta curva de gasto a una ecuación matemática polinomial o potencial (MORENO, 2009; SÁNCHEZ, 2013), entre otras, con un grado de correlación alto ($R \geq 80\%$). Ello determina que las posibles lagunas existentes en los aforos directos (Q) hayan podido subsanarse mediante la elaboración de la correspondiente curva de gasto de cada avenida (MORENO, 2009). En términos generales, en el ajuste de una curva de gasto se distingue dos partes fundamentales: la parte baja de la curva será aquella en la que las alturas de la lámina de agua corresponden a niveles habituales de circulación, o en términos hidromorfológicos, a niveles de fluctuación dentro del cauce ordinario; mientras que la parte alta de la curva corresponden a altura de la lámina de agua de caudales en crecidas ordinarias y/o extraordinarias. Esta parte suele ser más tendida, ya que las aguas circulan por una sección mucho más ancha (llanura de inundación) que la del canal de aguas bajas (cauce ordinario), por lo que pequeños incrementos de la altura se

corresponden con grandes incrementos de caudal (HERAS, 1970; ZEPEDA, 1980; MORENO, 2009).

Cuando no se disponen de estaciones de aforo, o las crecidas no quedan registradas en éstas, sus correspondientes hidrogramas se han realizado a partir de los datos de caudales diarios aportados por los embalses para la serie *Desembalse* si utilizamos como fuente de información el SIAA y para las series de *Aportación* y de *Desembalse* si utilizamos como fuente de información el SAIH. En este último caso, se ofrece la posibilidad de definir el grado de control que los distintos embalses ejercen sobre eventos de crecidas determinados.

3.2.4. Otros métodos de análisis

3.2.4.1. Trabajo de campo

Ha estado orientado de un lado, a complementar el análisis geomorfológico mediante la observación de las morfologías apuntadas en la cartografía geomorfológica, el seguimiento y análisis de los cauces y la elaboración de sus correspondientes perfiles transversales. Y de otro, a la recogida de información historiográfica mediante el acercamiento a las fuentes documentales (Archivos Municipales) de las localidades ribereñas.

3.2.4.2. Análisis morfométrico de cuencas y redes de drenaje

Con carácter eminentemente cualitativo, por no contar con la escala de trabajo necesaria para ello, el análisis morfométrico a nivel de cuenca se centra fundamentalmente en los siguientes parámetros:

- *Superficie*: área localizada dentro del perímetro formado por varias divisorias de aguas que acaban en un mismo punto de desagüe, ya sea en otro río o en el mar; considerándose el perímetro la proyección horizontal de los límites de una cuenca, por lo que aumenta o disminuye en relación con esta.

- *Relación de elongación o Factor forma (R_e o F_f):* se considera la razón entre la superficie de la cuenca y la longitud máxima de la misma. Para SCHUMM (1956) ésta es entendida como el diámetro de un círculo con la misma área que la de la cuenca y la longitud del cauce principal de la misma. Por lo que cuanto más se acerca la razón al valor 1, más se aproxima la forma de la cuenca al círculo y, cuanto mayor sea el valor hallado en esta relación, menos elongada será la cuenca (SALA y GAY, 1981). Donde: $R_e = 1,129 A^{0.5}/L$; para lo que (A) es la superficie de la cuenca y (L) la longitud máxima de la cuenca, siendo ésta la longitud del cauce más largo (SALA y GAY, 1981; JARDÍ, 1985)
- *Sistema de jerarquización u orden:* utilizamos el sistema basado en la modificación parcial de las leyes de HORTON por parte de STRAHLER (1964). En él, los segmentos fluviales a los que no le llega ningún otro segmento fluvial es considerado de orden 1, cambiando a un orden inmediatamente superior cuando confluyan dos segmentos del mismo orden. En caso contrario, el segmento aguas abajo de la confluencia mantendría su orden. Con ello, el orden del segmento fluvial principal será considerado el orden de la cuenca.
- *Tipología de redes de drenaje:* la tipología de redes de drenaje establecida por HOWARD en 1967 y que ha sido empleada con gran frecuencia en diversos trabajos de morfometría (CHORLEY, 1969; GREGORY & WALLING, 1973; SELBY, 1985 y LÓPEZ BERMUDEZ *et al.*, 1988), identifica distintos tipos de redes sobre la base de causas climáticas, litológicas y/o estructurales: esto es, dendrítica, subdendrítica, paralela, subparalela y pinnada, entre otras y que quedan recogidas en SENCIALES (1999).
- *Relación o razón de bifurcación (R_b):* proporción existente entre el número de segmentos de un orden dado y los del orden inmediato superior (STRAHLER, 1964 *cfr.* HORTON, 1945). Donde $R_b = N_u/N_{u+1}$; para lo que (N_u) es la cantidad de segmentos fluviales de un orden dado

y (N_{u+1}) la cantidad de segmentos fluviales de orden inmediatamente superior.

3.2.4.2. Análisis climático

Para el análisis climático se ha utilizado como fuente de información el Subsistema de Climatología Ambiental de la Junta de Andalucía, denominado CLIMA. El análisis ha consistido exclusivamente en la caracterización del comportamiento estacional e interanual de la variable precipitación en la cuenca del Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva en la medida en la que suponen los *inputs* en la generación de la escorrentía. Para ello y mediante la herramienta de ArcGis 10 *Analysis tools/ Proximity/Create Thiessen Polygons*, se ha procedido a la identificación de polígonos Thiessen para así estimar, en los casos en los que ha sido posible (esto es, cuando los registros de los observatorios compartan la misma horquilla temporal), la precipitación media de la cuenca; así como la influencia de cada observatorio en la cuenca o subcuencas que drenan los embalses, para su posterior comparación con el comportamiento hidrológico de los ríos Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva.

3.3. EL ÁREA DE ESTUDIO EN EL CONTEXTO DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

3.3.1. Características generales del río y su cuenca

El río Guadalquivir, principal colector del Sur de la Península Ibérica, se caracteriza por una cuenca hidrográfica de forma cuadrangular, con una superficie de 57.377 Km² (MOP., 1971). Se desarrolla sobre una Depresión neógena que se extiende de W a E por todo el espacio andaluz, inclinada suavemente hacia el Atlántico, encontrándose limitada al Norte por el Macizo Hespérico, y al Sur por las Cordilleras Béticas (Fig. 3.1).

rocas graníticas. Su cuadro estructural se encuentra definido por la alternancia de una llamativa tectónica de fractura, con una serie de conjuntos plegados, todo esencialmente organizado según el rumbo hercínico NW-SE. A nivel geomorfológico, el común denominador de Sierra Morena lo constituye las superficies de aplanamiento, incididas más o menos vigorosamente por la red fluvial, y desniveladas, según los casos, por los rejuegos de la tectónica de fractura (DÍAZ DEL OLMO y RODRIGUEZ VIDAL, 1989).

La red fluvial marriánica está animada por una fuerte dinámica remontante que afecta desigualmente a los colectores: los cursos orientales que ha rejuvenecido las topografías postpliocénicas y petriásicas han sido favorecidos por la morfología de bloques estructurales; y en la unidad central, los tramos inferiores están activados por la dinámica erosiva-regresiva de la desembocadura, poniendo de realce en cabecera el control morfoestructural que juegan los grandes alineamientos tectónicos (Viar, Rivera de Huéznar, etc.) (DÍAZ DEL OLMO y RODRIGUEZ VIDAL, 1989). Estos colectores, de régimen pluvial, juegan un papel muy importante en la dinámica de crecidas del Guadalquivir, puesto que tienen fuertes pendientes y recorren terrenos impermeables, incapaces de absorber las fuertes y rápidas arroyadas que circulan por el macizo antiguo.

La zona meridional de la cuenca se encuentra limitada por las Béticas Occidentales, constituidas por mantos de deslizamiento, de edad Mio-Pliocena, y caracterizadas por la falta de un claro eje directriz de la cordillera, resolviéndose en una serie de macizos de formas pesadas, que se hallan casi aislados unos de otros. El modelado de las Cordilleras Béticas a su vez, se caracteriza por los efectos de los episodios tectónicos intra-miocenos, que van a generar el predominio de las formas estructurales, condicionadas en parte por la diversa consistencia de las rocas. Son igualmente destacables las Superficies de erosión, no muy extensas, dada la inestabilidad del ámbito; las coberteras detríticas postorogénicas; y una organización hidrográfica controlada por la disposición orográfica, que dirige el drenaje hacia las cuencas interiores. Por último, a lo largo del Cuaternario, son los procesos de

naturaleza morfoclimática (glaciarismo, periglacialismo, etc.) y kársticos los que desempeñan el papel más relevante en el modelado.

Hidrográficamente, los colectores secundarios procedentes de estas Cordilleras confluyen en el Guadalquivir por su margen izquierda (Genil, Corbones, etc.) y juegan un papel fundamental en el régimen hidrológico de éste, especialmente el Río Genil. Éste con un comportamiento de carácter nivo-pluvial en cabecera y pluvio-nival a partir de su tramo medio, contribuye decisivamente en la regularización anual del Guadalquivir, al retrasar y disminuir su estiaje; mientras que en periodos de deshielo, puede ser decisivo en el aumento de las crecidas aguas abajo registradas.

La Depresión del Guadalquivir, limitada por las dos unidades montañosas anteriores, se encontraba ya insinuada desde el Mesozoico a modo de una amplia plataforma continental, que desde Sierra Morena se inclinaba suavemente hacia el profundo geosinclinal alpino. Presenta una evolución caracterizada fundamentalmente por facies estratigráficas terciarias y acumulaciones cuaternarias, aunque aparezcan algunos afloramientos Triásicos en su margen septentrional. La mayor parte de la Depresión está ocupada por materiales neógenos, fundamentalmente, margas, limos y niveles de calcarenitas y calizas marinas autóctonas, quedando parcialmente fosilizados por extensos depósitos detríticos de edad cuaternaria. Los depósitos aluviales correspondientes a antiguas terrazas del Guadalquivir alcanzan un mayor desarrollo en su margen izquierda, desarrollándose grandes superficies aguas abajo de la confluencia con el Río Genil. El carácter deleznable y poco coherente de las rocas dominantes en esta depresión, unido a las características geológicas, explican el desarrollo de formas suaves en el relieve, caracterizado por la presencia de lomas y colinas débilmente onduladas y hendidas por los ríos y arroyos. Estos colectores que nacen en la Campiña no van a introducir variantes de importancia al comportamiento hidrológico del eje principal puesto que buena parte de ellos se han visto desprovistos de su cabecera por fenómenos de capturas.

3.3.1.2. Clima y vegetación

Por su situación geográfica la cuenca del Guadalquivir constituye un área de clima mediterráneo continental, matizado por los efectos del relieve y las influencias oceánicas (CAPEL, 1981). Esta continentalización se traduce, en la Depresión, en un aumento de la Temperatura media (18-19°C), así como en un aumento de la aridez, llegando a alcanzar los 5 meses en Peñaflor, y alrededor de los 6 en la confluencia con el Genil (VANNEY, 1970).

De igual forma, esta situación geográfica repercute en las precipitaciones, que son en general escasas, en torno a 600 mm/año de media para toda la cuenca, irregulares, y mal repartidas espacialmente debido fundamentalmente a la disposición del relieve (Fig. 3.2). Así, las zonas donde éstas se muestran más abundantes son, por un lado, los sectores de fuertes relieves de las Cordilleras Béticas, tales como la S. de Cazorla, donde nace el Guadalquivir, y S. Nevada, donde lo hace el principal afluente el Río Genil; y por otro, las estribaciones de Sierra Morena Occidental. En este último caso, relacionadas más que con su altitud en torno a los 1.000 m, con su orientación a los vientos dominantes del Atlántico, lo que les confiere un destacado gradiente pluviométrico que repercutirá en los caudales que suministra los ríos de esta vertiente al colector principal. Al mismo tiempo existen diferencias entre ambas vertientes, correspondiendo a las orografías del curso superior las primeras lluvias de invierno como generadoras de sus principales aportaciones de caudal al río, mientras que en el caso de los bordes montañosos del curso bajo éstas se retrasan a finales de invierno (VANNEY, 1970). Desde un punto de vista temporal, las lluvias se encuentran mal repartidas, tendiendo a concentrarse en muy pocos meses, tal y como queda reflejado en la Figura 4.2. En ella, el valor estandarizado de la precipitación, estimado a partir de los datos de la estación de Alcalá del Río, para una serie de 20 años (C.H.G, 1977) permitirá compararlo posteriormente con los coeficientes de caudal. Como se puede apreciar en la figura, destacan dos máximos, el primero a principios de invierno, de diciembre a enero, y el segundo en marzo, ambos separados por una pequeña inflexión en febrero, lo que refleja el paso de las depresiones

ciclónicas (VANNEY, 1970, *cfr.* KLEIN, 1957); lo que infiere una mayor probabilidad de crecidas durante ambos periodos.

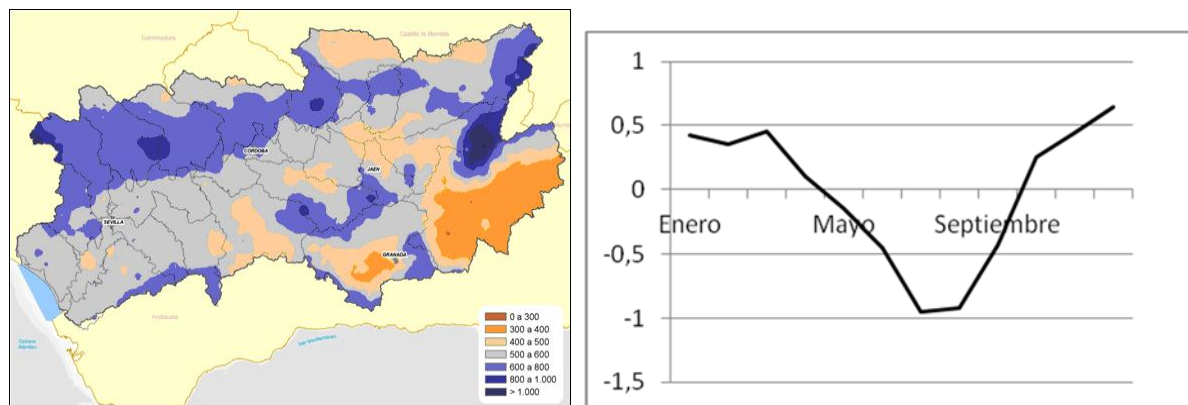


Figura 3.2: Distribución espacial de la precipitación en la cuenca del río Guadalquivir y valor estandarizado de la precipitación estacional para el periodo 1955-1975 en Alcalá del Río, Sevilla. Fuente: Confederación Hidrográfica del Guadalquivir

Atendiendo a la tipología corológica establecida por RIVAS-MARTÍNEZ *et al.*, (1977, 1986) y siguiendo sus puntualizaciones en relación a las series de vegetación climatófilas, el territorio que venimos describiendo se incluye dentro de las unidades biogeográficas de las Provincias *Gaditano-Onubo-Algarviense*, *Bética*, *Murciano-Almeriense*, *Luso-Extremadurens*e y *Castellano-Maestrazgo-Manchega*, siendo la provincia Bética la más extensa al ocupar la mayor parte del territorio.

La vegetación potencial que caracteriza a la zona está representada por los encinares basófilos termomediterráneos y mesomediterráneos en su variante cálida (*Oleo-Querceto rotundifoliae* S. y *Paeonio-Querceto Rotundifoliae* S.) a los que acompañan de manera puntual acebuchales sobre vertisoles (*Tamo-Oleeto sylvestris* S.); y sobre sustratos silíceos, encinares y alcornocales (*Mytro-Querceto rotundifoliae* S. y *Oleo-Querceto suberir* S.). También se encuentra representada la serie supramediterránea bética subhúmeda-húmeda basófila del quejigo (*Quercus faginea*) (ASENSI y DIEZ GARRETAS, 1987).

La serie mesomediterránea basófila de la encina ocupa una gran parte de Andalucía entre los 800 y 1.400 m. de altitud aproximadamente. Estos encinares se encuentran en la actualidad muy degradados; parte de su área está ocupada, sobre todo en los suelos más fértiles de Andalucía occidental, por cultivos cerealistas, olivares y viñedos. Sólo en los suelos marginales no utilizados por el hombre o en aquellos otros adehesados o reservados para cotos de caza, es posible reconocer y estudiar estos encinares y sus etapas de degradación y sustitución. La primera etapa de sustitución es la coscoja, aún cuando existan otras, como son los espartales (*Stipa tenacissima*).

Por el contrario, la serie termomediterránea basófila de la encina que potencialmente ocupa una buena parte de la Depresión del Guadalquivir, se localiza hasta los 500-600 m de altitud y fundamentalmente sobre suelos elaborados a partir de materiales calizos, sedimentarios y pizarrosos. La degradación de estos encinares conduce a la instalación de un espinar con coscoja y lentiscos. Asimismo, en las zonas donde existe cierto grado de metamorfismo, se localizan junto al encinar termófilo el alcornocal, que alternan en función del sustrato y ombroclima. La intensa degradación de la vegetación potencial del bosque de encinas trae consigo un pastizal con retama (*Cystus sphaerocarpa* L.).

La serie supramediterránea del quejigo se trata de una serie que se encuentra restringida a ciertos enclaves de las sierras de la cabecera del Guadalquivir, generalmente entre 1.200 y 1.600 m de altitud.

En lo que se refiere a las series riparias éstas suelen presentar una disposición en bandas paralelas al cauce, en función de las exigencias hídricas, lumínicas y pedológicas de cada una de ellas. Las especies vegetales arbóreas que constituyen generalmente estas formaciones sobre suelos silíceos pertenecen a los géneros *Salix* (Sauces), *Fraxinus* (Fresno), *Alnus* (Alisos); mientras que sobre suelos arcillosos son los pertenecientes al género *Ulmus* (Olmos). El estrato arbustivo instalado en el sotobosque se compone generalmente de especies como el cornejo, espinos, zarzas, etc., siendo las comunidades

acuáticas herbáceas que invaden o bordean los cursos de agua, tales como los carrizales, el último episodio en un perfil longitudinal de un bosque de ribera.

Esta disposición espacial, unida al entramado de raíces que desarrolla este tipo de bosques ralentiza los fenómenos de erosión que el río tiende a realizar sobre sus propios sedimentos en momentos de aguas altas, puesto que este sistema de enraizamiento ejerce un gran papel en la consolidación y fijación de gravas, arenas y limos. Por tanto, los bosques de ribera, al disipar el exceso de energía en momentos de crecida estabilizan las márgenes, evitando los desplazamientos laterales, así como el arrastre de los materiales de la orilla.

3.3.1.3. Degradación y usos del suelo

Si algo afecta a la dinámica fluvial, en cuanto que provoca un mayor aporte de carga sólida y líquida al lecho fluvial por erosión, es el grado de conservación en el que se encuentre la cubierta vegetal de la cuenca, generalmente asociada al uso del suelo. A este respecto hay que tener en cuenta que sobre gran parte de la cuenca del Guadalquivir se han asentado a lo largo de la historia un conjunto de civilizaciones que, por la utilización extensiva del suelo, han determinado la práctica desaparición de la vegetación natural, reconocible sólo en algunos puntos de difícil utilización agrícola o por sus etapas de sustitución y degradación correspondientes.

Ya desde finales de la Edad Media, y comienzos de la Modernidad se constatan importantes efectos sobre los bosques, debido fundamentalmente al auge demográfico y las transformaciones agrícolas, así como al apogeo de la actividad ganadera, y a las exigencias de la minería. Sin embargo, es a partir de la segunda mitad del siglo XIX cuando tiene lugar la gran deforestación de la cuenca-vertiente, a partir de la aprobación de la Ley de desamortización General. Las tesis liberadoras basadas en la necesidad de un mayor rendimiento productivo de estos espacios, terminarán imponiéndose, enajenándose la mayor parte de estos bosques que o bien resultaron roturados o se degradaron irreversiblemente en manos de sus nuevos dueños. Durante el presente siglo, los usos agrícolas han prevalecido en campiñas y valles. La

implantación del regadío en las vegas ha supuesto la creación de importantes obras de derivación de aguas del Guadalquivir y sus afluentes (canal del Bajo Guadalquivir, canal del Vilar y canal del Bembézar); mientras que la mecanización ha acrecentado considerablemente el uso intensivo de la tierra en las campiñas, con total supresión de la vegetación natural y predominio de los cultivos de secano de régimen estacional. Es tras la Guerra Civil cuando se inicia la política, por parte del Estado (PFE/ICONA), de repoblar las áreas montañosas (coníferas y eucaliptos), sin embargo, y dado que se hizo con vista a su explotación, es bastante dudoso su papel en la detención de los procesos erosivos.

Estudios realizados en la década de los 80 y 90 sobre erosión de suelos en Andalucía Occidental (MOREIRA, 1986; 1989; 1994) refleja una clara distinción en las condiciones de la vegetación natural y de áreas cultivada de dicha zona, de tal manera que:

- Es en los relieves estructurales de Sierra Morena, y en las sierras del Aljibe donde existe una mejor capacidad de protección por la vegetación, allí donde ésta se conserva sin excesiva degradación. Sin embargo, se detectan claras diferencias entre el Piedemonte de Sierra Morena, donde la actividad humana ha instalado usos de muy baja capacidad protectora; y aquellos lugares donde ha habido una deforestación fuerte, existiendo numerosas zonas de bosque aclarado pero con presencia de matorral, lo que ofrece una gran protección frente a la erosión. Es el caso de los encinares mesomediterráneos asentados sobre suelos silíceos, que cuando no han sido totalmente destruidos, aparecen como bosques aclarados, adehesados tanto para ganado ovino como, en zonas de riego, para bovino.
- Se observa una clara dicotomía en la Depresión del río Guadalquivir entre las tierras situadas al norte del río, en las que existe un predominio de la vegetación natural; frente a las tierras, que situadas al sur de este eje fluvial, ofrecen como peculiaridad una cubierta vegetal o en uso de baja a muy baja capacidad protectora. En el caso de los encinares

basófilos del piso termomediterráneo y mesomediterráneo (*Oleo-Quercetum rotundifoliae* y *Paeonio-Quercetum rotundifoliae*) han desaparecido prácticamente en el Valle del Guadalquivir debido a la presión agrícola a la que están sometidos. Retazos de estos encinares o de sus etapas seriales aparecen de vez en cuando, sobre todo en los resaltes calcáreos, de difícil utilización para el cultivo.

- Para los sistemas de tierras relacionados con las cadenas béticas, las situaciones son muy variadas. Junto a zonas de óptima capacidad de protección por la vegetación natural, que aparecen en Grazalema, existen tierras sometidas a los más bajos niveles de protección posible.

En definitiva, la cubierta vegetal se encuentra extremadamente reducida en toda la cuenca. Lo que se aprecia como una característica típica de las vertientes mediterráneas, aparece de forma acusada en la cuenca vertiente del Guadalquivir como consecuencia del sometimiento de este espacio al largo periodo de deforestación al que hemos aludido anteriormente. A este respecto la única zona donde la vegetación natural conserva cierta densidad es Sierra Morena donde la torrencialidad es por tanto más reducida. Esta baja densidad y protección en la cubierta vegetal es lo que acrecienta la brutalidad del flujo y su carácter torrencial en algunas vertientes (VANNEY, 1970), acentuando la erosión de los suelos y por consiguiente incrementando el aporte sólido en los lechos fluviales.

En el caso de la vegetación de ribera, es evidente igualmente una reducción importante en su distribución potencial. Del mismo modo que se aprecia en las laderas, la deforestación de márgenes viene asociada esencialmente al avance de las tierras de cultivo y de pastoreo; mientras que el factor controlador que ejerce la vegetación de ribera intenta suplirse con la construcción de obras de encauzamiento en el cauce, diques, etc. Este hecho, aparte de destruir el valor ecológico de la zona de ribera, trae consigo la desaparición de los depósitos de levées, e influye en la pérdida progresiva de suelo, sin contar con las variaciones que introduce en la dinámica lateral de cauce.

3.3.1.4. Hidrografía y comportamiento hidrológico

El río Guadalquivir, con una longitud de 560 km, recorre de W a E todo el espacio andaluz, recogiendo las aguas de Sierra Morena, las cordilleras Béticas y las cuencas intramontanas, a través de numerosos afluentes. De ellos destacan por la superficie de sus cuencas y la aportación al eje principal los ríos Guadalimar, Jándula, Bembézar, Viar, y Rivera de Huelva, por su margen derecha; y los ríos Guadiana Menor, Genil, Guadajoz, Corbones y Guadaira, por la izquierda; con lo que recibe la mayor parte de las aguas de escorrentía de la comunidad andaluza, con una aportación anual de 7.796,3 hm³.

Las características de la red hidrográfica del río Guadalquivir (longitud de la cuenca, forma de la red de drenaje, orden de los cursos, rango de bifurcación, densidad de drenaje, etc.), así como la morfología y el tamaño de su cuenca van a estar condicionadas tanto por la superficie de la cuenca como por las condiciones estructurales y sedimentaras del área sobre la que ésta se asienta. Es por lo que la cuenca del Guadalquivir presenta forma elongada, ya que se encuentra condicionada por una estructura en grandes fallas.

Su red de drenaje del patrón en espina de pez, alcanza el rango de orden 5 con un número de cursos máximos de 297, sobre una cartografía a escala 1:50.000 siguiendo la jerarquización propuesta por STRAHLER; de los cuales 228 son de orden 1, 53 de orden 2, 13 de orden 3, 2 de orden 4 y 1 de orden 5 (SALA SANJAUME, 1989). La razón de bifurcación es de 4,1, propio de cuencas alargadas con redes de drenaje en forma de espina de pez, en los cuales el agua de lluvia llega pronto a la salida a través del canal principal, mientras que el incremento en la escorrentía superficial después de la lluvia es bastante más persistente que en cuencas con redes de drenaje muy ramificadas.

En cuanto a la densidad de drenaje, la cuenca del Guadalquivir presenta un valor medio del 13%, aún cuando el valor más común del área es el de 11 a 15%, que es el que caracteriza a las cuencas del Genil y Guadalete, así como a muchos de los afluentes de la margen derecha, incluyendo la cabecera;

siendo el segundo valor más expandido el de 16 a 20%, localizado indistintamente en cuencas a ambos lados del eje principal en su tramo medio, lo que refleja, por tanto, el área influenciada por la penetración de las masas de aire atlántico y el aumento de precipitación que ello comporta (SALA SANJAUME, 1989).

A su vez, hay que resaltar la disparidad existente entre los afluentes del Guadalquivir, en cuanto a longitud y tamaño de las cuencas vertientes que drenan. En este caso, resaltamos la diferencia en su tramo Bajo, entre el río Genil y el arroyo Guadalbarcal, que confluyen en su margen izquierda y derecha respectivamente: El Genil, con una cuenca de 8.264 km², un recorrido de 358 Km y una aportación de 1.238,7 hm³/año, es considerado el principal afluente del río Guadalquivir. Por el contrario, el Guadalbarcar drena una cuenca de algo más de 270 km² y su aportación no supera los 50 hm³.

Por otro lado, el comportamiento hidrológico del Guadalquivir se caracteriza por un régimen pluvial subtropical (MASACHS, 1954), en el que se manifiesta un ritmo estacional Mediterráneo aunque con sequía estival acentuada, lo que determina la existencia de una fuerte irregularidad estacional en la escurrentía del Guadalquivir que se refleja en un coeficiente de variabilidad anual de 11,6 en el Aforo de Alcalá del Río (VANNEY, 1970). Asimismo, con un caudal estimado en 180 m³/s, para la década de los setenta, el río presenta cierta variabilidad en sus caudales medios aún cuando en este caso el coeficiente de variabilidad interanual se encuentra atenuado en el conjunto de caudales medios registrados en la serie.

Por tanto estaríamos ante un río con un comportamiento hidrológico caracterizado por la variabilidad estacional, con mínimos de caudal en el periodo estival, siendo el mes de agosto el más acusado; y un máximo individualizado con dos puntas, una a finales de invierno, y otra al inicio de la primavera, ambas separadas por una pequeña inflexión en febrero (Fig. 3.3). Sin embargo, si comparamos los coeficientes de variación intranual referentes a caudales y precipitaciones (Fig. 3.3), los primeros debían de coincidir con los segundos puesto que, como hemos expresado en páginas anteriores, el

régimen del Guadalquivir está condicionado fundamentalmente por el régimen de precipitaciones. El hecho por el cual los valores extremos se concentren a finales de invierno e inicio de primavera y no durante los dos periodos de lluvias, es decir, en otoño-invierno y finales de invierno e inicio de primavera, refleja la existencia de un desplazamiento temporal de los caudales respecto a las precipitaciones; desplazamiento que según VANNEY (1970) tuvo lugar como consecuencia de las actuaciones destinadas a la regulación del régimen del Guadalquivir a partir de los años 40 (Fig. 3.4). Así, se entiende que las escorrentías extremas se hayan desplazado a finales de invierno, a tenor del bajo nivel de los embalses de regulación tras el prolongado periodo estival; y que durante los meses de marzo y abril los coeficientes estén siempre por encima del valor modular ($Cq_{\text{marzo}} > 1$), puesto que los embalses retienen las primeras lluvias pero se revelan incapaces de controlar las precipitaciones abundantes y tardías. De igual modo, el almacenamiento de las primeras lluvias determina que el único periodo de estiaje localizado en julio-agosto se alargue, como un segundo mínimo, a septiembre-octubre.

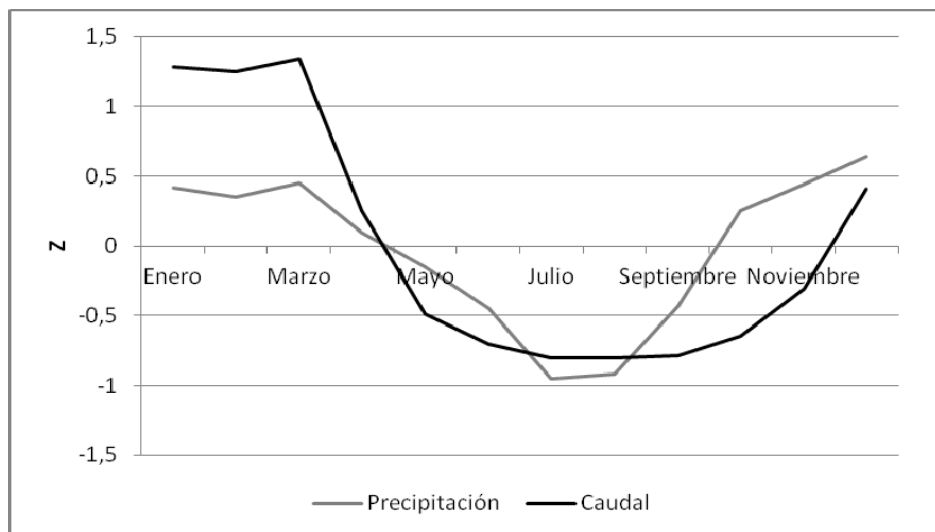


Figura 3.3: Relación existente entre las oscilaciones de caudal y el régimen de precipitaciones en Alcalá del Río, a partir de los valores estandarizados del caudal y la precipitación para el periodo 1952-1970

Son precisamente estos fenómenos extremos los que confieren entidad al Guadalquivir como río mediterráneo, sobre todo en lo que se refiere a sus

numerosas crecidas de carácter catastrófico. La mayor parte de las crecidas que experimenta el río Guadalquivir oscilan por lo general entre los 1.500 y los 12.000 m³/s en Alcalá del Río (VANNEY, 1970), y su velocidad de propagación es muy variable, aunque en el tramo comprendido entre Córdoba y Sevilla es por lo general de 2,40 m³/s, lo que supone que la crecida recorre esta distancia sobre la llanura de inundación en 24 h.

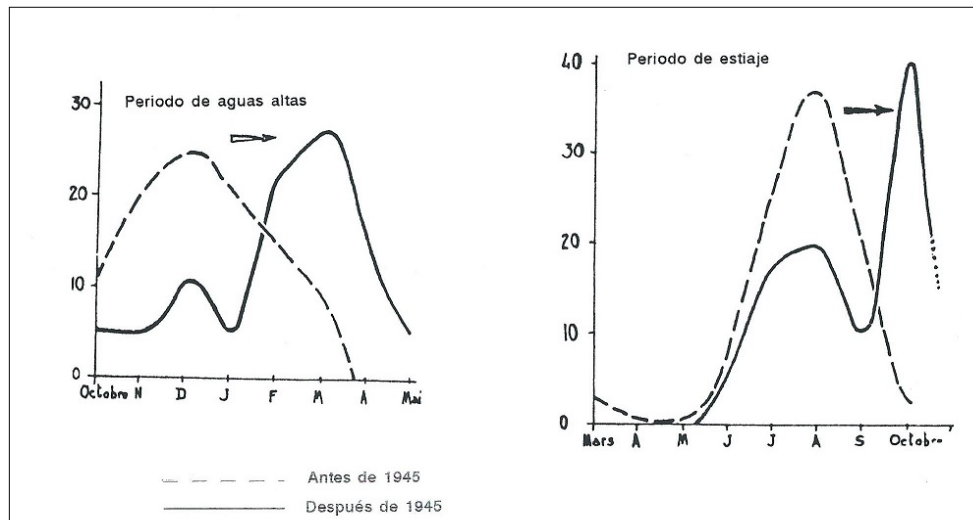


Figura 3.4: Desplazamiento acontecido en los caudales extremos a partir de del año 1945, según Vanney (1970)

Sin embargo, en aquellas zonas donde son frecuentes los desbordamientos ésta se ralentiza sensiblemente, como sucedió en la gran crecida de 1963 en la que la onda tardó 38 h desde Peñaflor a Sevilla (VANNEY, 1970). La velocidad de traslación de las ondas de crecidas en el Bajo Guadalquivir, muy superior a la de otros ríos, es sorprendente dado la débil pendiente que desciende en este tramo y el freno que ejercen las sinuosidades de su trazado. Por tanto, parece ser y así lo refleja VANNEY, que se trata de una aceleración suscitada por la importancia de los aportes locales. La confluencia en un reducido transecto del Guadalquivir de numerosos colectores de importancia es lo que puede explicar un aumento en el número de crecidas, así como una concordancia de ondas de crecidas en momentos determinados. Cobran especial importancia hidrológica los afluentes mariánicos al generar las crecidas más brutales y peligrosas, vinculadas generalmente a precipitaciones intensas y continuadas (VANNEY,

1970; DRAIN *et al.*, 1971) y desarrollarse en subcuencas de superficies modestas pero de fuerte pendientes y suelos impermeables (VANNEY, 19710).

Así, y aunque las crecidas se generalicen en todo el valle, es en su tramo medio y bajo donde éstas adquieren una mayor frecuencia e importancia, dado que junto a la confluencia de numerosos colectores, tiene lugar una mayor irregularidad de las precipitaciones, una elevada presencia de materiales impermeables, el desmantelamiento antrópico de los bosques galerías, y el freno natural de la marea a la evacuación de la escorrentía del tramo Bajo del Guadalquivir; a lo que se une la rápida fusión de las nieves de Sierra Nevada con la confluencia del Genil.

Por tanto, y teniendo en cuenta todo lo anterior, el comportamiento hidrológico del río Guadalquivir responde históricamente al ritmo de las precipitaciones aunque con un desplazamiento temporal de varios meses; por lo que la presencia de crecidas puede considerarse representativo de años más húmedos.

3.3.2. La llanura aluvial del Guadalquivir en la provincia de Sevilla

3.3.2.1. Características generales

La llanura aluvial del Guadalquivir se configura a +7-10 m de altura relativa con meandros libres y frecuentes cambios de trazado. Su evolución es nítidamente tardiglaciario-holoceno con identificación de localizaciones de carácter epigonal en la secuencia paleolítica e incluso calcolítico y postcalcolítico (BAENA, 1993). A nivel de caracteres edáficos, éstos se reducen a la presencia de suelos típicamente aluviales con ligeros movimientos de arcillas constituyendo diferentes tipos de fluvisoles.

En su recorrido de más de 240 km, su morfología adquiere dimensiones variables en función de la evolución lateral del río y como no, del control estructural y tectónico al que se han visto sometidos algunos de sus tramos. A lo largo de su recorrido es evidente el aumento en la amplitud de la misma

desde sectores donde tan sólo alcanza el kilómetro de anchura y el sector de Sevilla donde se superan los 6 km. Sin duda, es a partir de la confluencia del río Genil donde se detecta un mayor desarrollo de la llanura aluvial, encontrándose en ella ampliamente representados los episodios correspondientes a la evolución holocena. Junto a ello, numerosas muestras de cambios en el trazado ponen en evidencia la dinamicidad de los desplazamientos laterales del río en este sector, reflejándose en ello una vez más la búsqueda del equilibrio entre carga sólida y líquida que tan propio es en un río a lo largo de su tramo de Transferencia. En dicho sector, la llanura aluvial comprende un espacio carente de topografía y reducida altitud sobre el nivel del mar (entre 10 y 50 m), que se encuentra limitado en sus márgenes por importantes escarpes desarrollados, según los tramos, tanto sobre la última terraza media del Guadalquivir (T12), como sobre el sustrato de margas y arenas que constituyen el relleno neógeno de la Depresión.

Ésta presenta una morfología irregular, con dimensiones variables entre 3 y 7 Km de anchura, estando integrada por un conjunto de seis a siete niveles de terrazas, cuyos escarpes delimitan las áreas inundables según la importancia de las crecidas. Espacialmente su desarrollo es desigual en ambas márgenes del río, concentrándose en mayor número sobre la izquierda.

En este tramo éstos se agrupan en dos conjuntos morfogenéticos (BAENA, 1993): los niveles superiores, a +10-13 m (T13) y +7-8 m (TH1) respecto a la altura media de la lámina de agua, que permanecen al margen de toda inundación. Y los niveles inferiores (TH2, Th1, Th2 y Th3), por debajo de los 7 m respecto al río, que están vinculadas a la dinámica histórica de los meandros, integrando el dominio funcional de la llanura de inundación; en la cual se detectan además numerosos cauces abandonados correspondientes a antiguos meandros que han sido estrangulados por la corriente principal del Guadalquivir y posteriormente abandonados. Estos paleocauces, fácilmente reconocibles a lo largo de todo el tramo, constituyen someras depresiones alargadas, que actúan como aliviaderos en momentos de crecidas, evacuando los excedentes hídricos y disipando su energía.

La colmatación de la llanura aluvial corresponde a sedimentos finos sobrepuestos netamente a pavimentos de gravas y gravillas asociados a la dinámica lateral de los meandros. Las investigaciones llevadas a cabo por otros autores, sobre la llanura aluvial, en concreto en el sector de la Cartuja de Sevilla (DÍAZ DEL OLMO y BORJA BARRERA, 1991) así como en Sevilla capital (BARRAL y BORJA, 2002; BORJA *et al.*, 2007; 2008; BAENA y GUERRERO, 2009) aportan una secuencia estratigráfica que responde a lo que son las colas de los grandes estuarios de época Flandriense (ZAZO *et al.*, 1994; SOMOZA *et al.*, 1998; BORJA *et al.*, 2007; 2008). En base a ello, la llanura aluvial en Sevilla quedaría integrada *grosso modo* por varios episodios: el inferior, erosivo sobre las margas azules del sustrato, correspondería a las formaciones de gravas de una terraza fluvial, cuya cronología corresponde con el tránsito Pleistoceno final-Holoceno (BARRAL y BORJA, 2002). A él le sucederían episodios de arenas de tonalidad negruzca que dan paso a otros de arcillas grisáceas, respondiendo así a un medio de carácter plenamente estuarino que alcanzaría su máxima expresión en ca. 6000 BP (BORJA *et al.*, 2007; 2008); y que pasaría progresivamente a un medio levemente sumergido o de llanura de marea alta. Éste culminaría con episodios de limos y arcillas pardas, en un medio del tipo llanura aluvial de canal meandriforme progradante, que iría afianzándose progresivamente en la cola del estuario (BORJA *et al.*, 2007; 2008); alcanzando su plena continentalización como geotopo ripario de llanura de inundación, con varias generaciones de facies arcillosas, a partir del segundo milenio (BAENA y GUERRERO, 2009).

En este contexto aluvial, la identificación de yacimientos romanos en relación a las terrazas, frente a los yacimientos tardorromanos sepultados a más de 5 m de profundidad (DÍAZ DEL OLMO y BORJA BARRERA, 1991), hace emplazar en este momento la última fase de incisión. Una marcada incisión que BARRAL y BORJA (2002) sitúan entre los siglos III a II a C, asociada a la colmatación de paleocauces de la llanura en la transversal de Sevilla. Así, tras esta última incisión fluvial, el proceso sedimentario de la llanura aluvial del Guadalquivir sería histórico con sucesión de periodos de agradación y estabilidad (DÍAZ DEL OLMO y BORJA BARRERA, 1991; BORJA *et al.*, 2008).

Por el contrario, en el tramo continental no existe hasta la fecha ningún tipo de estudio sobre las características del relleno de la llanura, y sin embargo se observa un mayor número de terrazas, todas históricas y subactuales, tales como las denominadas Th1, Th2 y Th3, y que serán estudiadas en la última parte de este Trabajo, en relación a la evolución geomorfológica de varios meandros.

3.3.2.2. Funcionalidad

Como ya se ha recogido en el apartado anterior, la secuencia sedimentaria levantada, concretamente, en la Cartuja por DÍAZ DEL OLMO *et al.* (1989; 1991) refleja un cambio paisajístico importante en la llanura aluvial desde mediados del siglo XIX hasta la primera mitad del siglo XX, asociado a la sedimentación de las facies arcillosas, como representativas de verdaderas llanuras de inundación.

Este hecho debe entenderse asociado temporalmente con un periodo en el que se hayan sucedido numerosas avenidas en el tramo de estudio, lo cual no representará un caso aislado en el comportamiento de los ríos europeos. Así, autores como PROBST (1989), siguiendo las fluctuaciones de caudales que han experimentado los ríos europeos más importantes, determinan la existencia de dos periodos hidroclimáticos diferenciados en los dos últimos siglos: un primer periodo predominantemente **húmedo**, que abarcaría hasta la primera mitad del siglo XX, en el que se alternan momentos más secos; al que sigue un segundo periodo **seco**, más acentuado en la Europa Meridional, con variación a más húmedo (Fig. 3.5).

En nuestro caso, aún cuando sólo ha sido posible el estudio de las fluctuaciones del caudal del Guadalquivir durante la segunda mitad del siglo XX (Fig. 3.6), éste ha tenido como principal objetivo establecer la concordancia entre los máximos de caudal del río con las avenidas que acontecen en este tramo, para de esta manera poder diferenciar las características climáticas a las que responden. Para ello tan sólo hemos podido contar con los datos aportados por la estación de aforo de Alcalá del Río a partir del año 1955,

utilizando para la primera mitad del siglo, aunque sólo sea como elemento de referencia, el gráfico que sobre la fluctuación de caudal recoge PROBST en su trabajo correspondiente (PROBST, 1989).

De esta manera y teniendo en cuenta la variabilidad de los caudales del río Guadalquivir en este último siglo, cabe destacar lo siguiente:

- Un primer periodo de unos 20 años aproximadamente, en el que el río parece alcanzar caudales máximos, aún cuando no sea éste el comportamiento generalizado en esos años.
- A partir de los años 30 se inicia una fase que se prolonga hasta mediados de los 50, en la que el río no sólo no vuelve a registrar los coeficientes anteriores, sino que cada vez con mayor regularidad empieza a detectar mínimos de caudal.
- A ello le sigue nuevamente el curso de unos 20 años, en el que el régimen hidrológico del Guadalquivir vuelve a señalar caudales máximos, aun cuando pudiera ser que sin alcanzar los coeficientes de principios de siglo.
- Por último hasta el año 1990 se caracteriza por un río con un régimen de caudal que registra los coeficientes de caudal más bajos de los cien años considerados, aún cuando se detecte algún repunte de manera aislada.

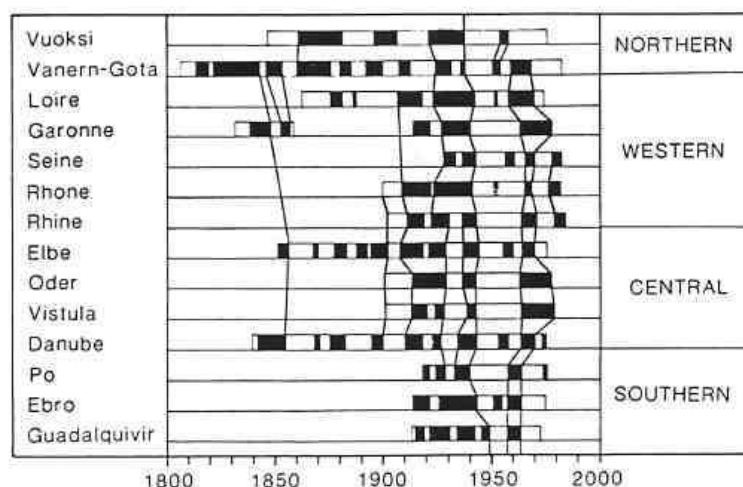


Figura 3.5: Alternancia hidrológica a partir de la variación de los caudales en los principales ríos europeos (Probst, 1989)

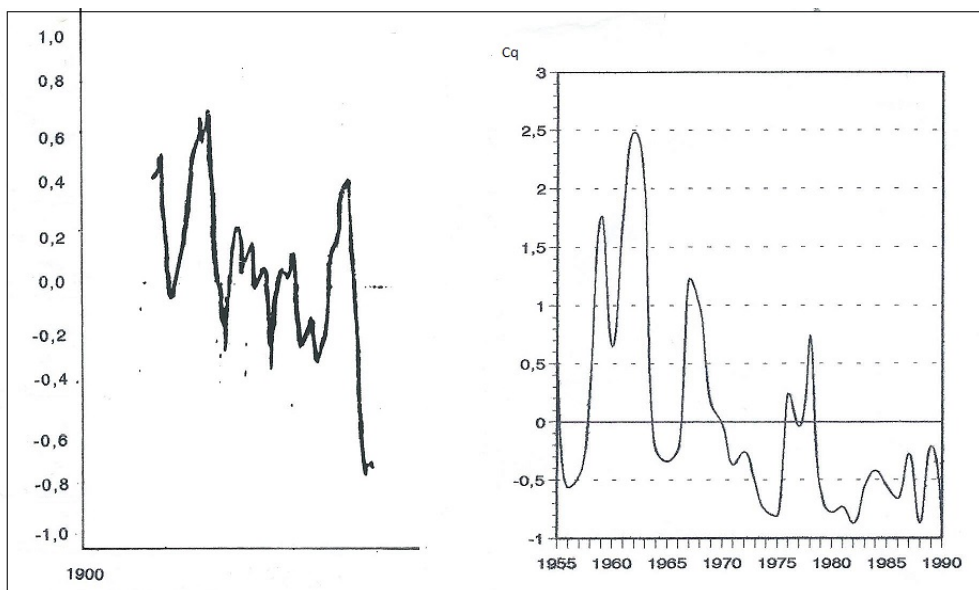


Figura 3.6: Oscilaciones anuales de los caudales del río Guadalquivir en la estación de Alcalá del Río (Sevilla) durante el siglo XX. La imagen de la izquierda corresponde a los datos de Probst (1989) y la figura de la derecha se realiza a partir de los datos de C.H.G (1993)

Junto a ello, analizamos también la concentración temporal de las mismas, de tal manera que podamos ratificar o no su relación con las fluctuaciones detectadas en los caudales. En este sentido, hay que destacar la existencia de periodos diferenciados que pasamos a definir a continuación (Fig. 3.6):

- Entre 1910 y 1930, que corresponde a su vez con el primer periodo de máxima concentración de avenidas del siglo XX, se han llegado a contabilizar un total de 13 inundaciones. De ellas destacamos la acontecida en febrero-marzo de 1917 por ser recordada como una de las crecidas más fuertes de la historia; y la ocurrida en diciembre de 1925 con una frecuencia de 25 años, que supera los 6.800 m³/s en Sevilla (M.O.P.U., 1985).
- La caída en los volúmenes de caudal del río a partir de los años 30 coincide asimismo con una disminución en el número de avenidas, de las cuales la de mayor envergadura fue la que tuvo lugar en febrero-marzo de 1947 alcanzándose entonces los 7.000 m³/s en Sevilla.
- A partir de los años 50 y hasta los 70, el aumento en el número de avenidas coincide igualmente con la recuperación en los coeficientes de

caudal detectada anteriormente, contabilizándose un total de 10 inundaciones en este período. De ellas, destacamos las que tuvieron lugar en el año 1961, 1962 y especialmente la del año 1963, recordada hoy como la gran crecida de la segunda mitad del siglo XX, en la que se alcanzaron entre 4.000 y 6.000 m³/s, provocando desastres cuantiosos en las poblaciones ribereñas de este tramo del Guadalquivir.

- El último periodo correspondiente a los años 70 y 80, nuevamente refleja un cambio en el régimen hidrológico del río, que se manifiesta, en este caso, en un desplome en el número de avenidas.

Por tanto, y a la vista de lo hasta aquí expuesto, parece ser que los períodos en los que el río Guadalquivir registra sus caudales máximos obedece a momentos de mayor concentración de avenidas; y dado que el régimen hidrológico del Guadalquivir responde a los ritmos en las precipitaciones, es lógico atribuir dichos períodos a momentos más húmedos.

3.1.3. El área de estudio

En el contexto de la cuenca del río Guadalquivir y de su llanura aluvial, el área de estudio de este Trabajo de Investigación es la que, siguiendo la terminología de SCHUMM (1977), actúa como zona de transferencia en el valle del Guadalquivir. Esta representa el transecto fluvial con mayores posibilidades, desde un punto de vista hidromorfológico por quedar registrado en él una importante parte de la información sobre la dinámica fluvial y los procesos que actúan o han actuado en el desarrollo del valle fluvial; y ello porque su papel de canalización de flujos registra tanto las variaciones producidas en cabecera, como las procedentes de los cambios en su nivel de base general.

En concreto, se extiende a lo largo de unos 80 km en el Guadalquivir, entre la confluencia del río Genil en las inmediaciones de Palma del Río (provincia de Córdoba) y la confluencia del río Rivera de Huelva en el entorno de Sevilla; y en el que se identifica un tramo estrictamente continental de otro estuarino, con influencia mareal. El primero queda comprendido entre la confluencia del río Genil y la presa de Alcalá del Río, aunque antiguamente las fuentes

documentales situaran la llegada del influjo mareal aguas arriba, en el entorno de Brenes (CHIC, 1979 *cfr.* ESTRABÓN y POSIDONIO, s.l a C). Mientras que el segundo se constituye desde la presa de Alcalá del Río a las inmediaciones de la ciudad de Sevilla (Fig. 3.7).

Este tramo principal del Guadalquivir corresponde a un sector caracterizado geomorfológicamente por una amplia llanura aluvial de 6 km de anchura media, bien diferenciado respecto al resto de las comarcas naturales que lo rodean. Esto es, Sierra Morena al Norte y Noreste (borde meridional paleozoico del Macizo Hercínico), las campiñas al Oeste (margas y limos arenosos del Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir) y las terrazas cuaternarias del Guadalquivir al Sur (gravas, arenas, arcillas y limos). Por ella circula el río Guadalquivir con trazado meandriforme, una escasa pendiente longitudinal (0,045%) y un módulo de 185 m³/s en Alcalá del Río (VANNEY, 1970), del cual más del 42% del mismo se debe a la aportación de los colectores que confluyen en la zona. Entre ellos, se encuentran los procedentes de Sierra Morena, esto es, el río Retortillo, Guadalbarcar, arroyo Galapagar, Parroso, Rivera de Huéznar, arroyo Trujillo, río Viar y Rivera de Huéznar; de las Béticas el río Genil y el Corbones; mientras que los que nacen en la Campiña son el arroyo Madre de Fuentes, Agualora, Azanaque y Cochinos.

En el contexto de la cuenca, el área de estudio integra también el contacto entre el zócalo paleozoico y la depresión neógena del Guadalquivir mediante el estudio hidromorfológico de tres de sus afluentes mariánicos, esto es, el río Guadalbarcar, el río Rivera de Huéznar y el río Rivera de Huelva. Estos confluyen, respectivamente, en el Guadalquivir aguas arriba de Lora del Río, al inicio de su tramo Bajo; aguas abajo de Tocina, en el sector central; y aguas abajo de la Algaba, al final de dicho tramo. Por tanto, los dos primeros confluyen en el tramo continental del Bajo Guadalquivir, mientras que el último lo hace en el tramo estuarino expuesto a la influencia mareal. Así como su localización respecto a la llanura aluvial, las características de sus cuencas de tamaños (entre 279 km² y 2021 Km²) y formas dispares, las particularidades geomorfológicas de alguna de ellas que otorgan cierta singularidad al comportamiento hidrológico del río principal o el diferente grado de intervención

hidráulica (entre 1 y 5 embalses) han sido algunos de los aspectos a tener en cuenta en la elección de estos tres ríos con los que se pretender dar respuesta a algunos de los objetivos planteados en este Trabajo de Investigación.

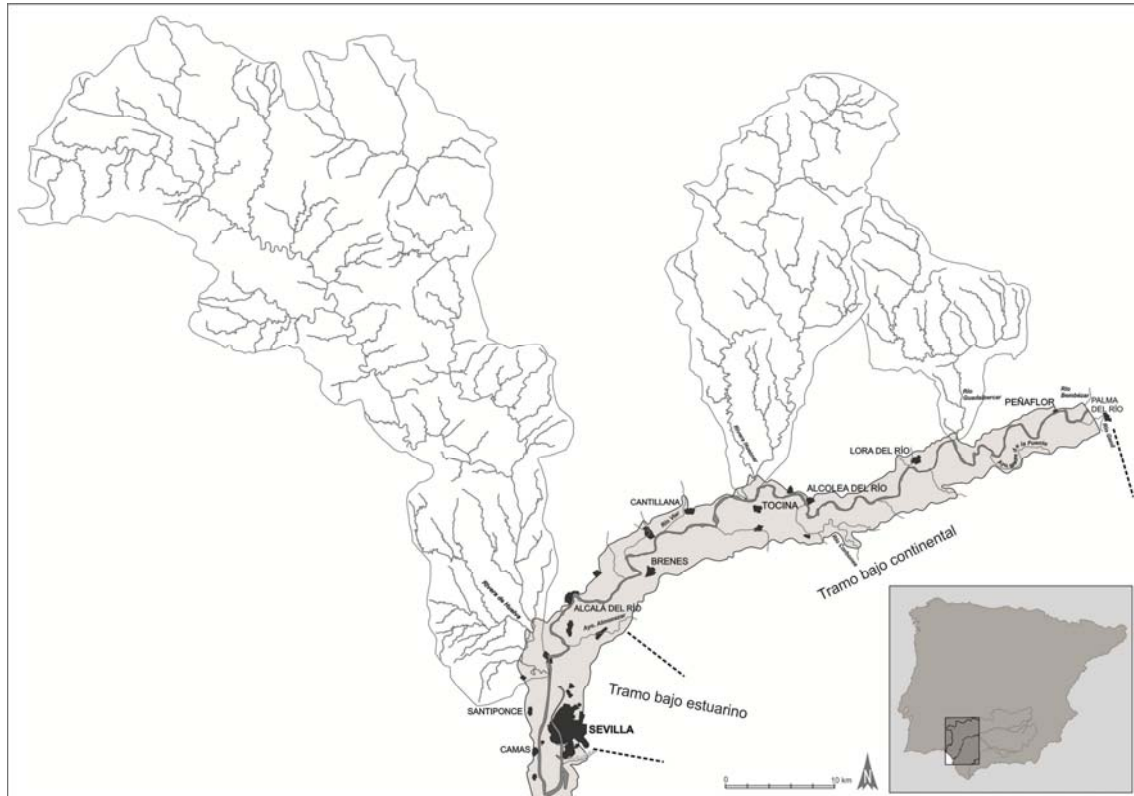


Figura 3.7: El río Guadalquivir en su Tramo Bajo y los afluentes Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva (Palma del Río- Sevilla)

4. LA LLANURA ALUVIAL DEL TRAMO BAJO DEL GUADALQUIVIR (PALMA DEL RÍO-SEVILLA)

Los cambios que el río Guadalquivir experimenta en su comportamiento hidrológico (ordinario y extraordinario), como consecuencia del incremento de la regulación en su cuenca, desde mediados del siglo XX, tendrá repercusiones geomorfológicas tanto en el cauce como en su llanura. En el primer caso, en la medida en la que pueden llegar a romper la conectividad longitudinal del río (el flujo unidireccional), impidiendo la transferencia de agua y sedimentos y generando niveles de base locales. En el segundo, cuando se altera la conectividad transversal y vertical (flujos bidireccionales), entre el cauce, su llanura y acuífero, al reducir la frecuencia y la magnitud de las crecidas.

4.1. APROXIMACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y PALEOHIDROLÓGICA

La llanura aluvial del Guadalquivir comprende el espacio carente de topografía y reducida altitud sobre el nivel del mar, entre 10 y 50 m para la provincia de Sevilla, que queda limitado en sus márgenes por importantes escarpes (Anexo 1). Estos se desarrollan tanto sobre la última terraza media del Guadalquivir (T12), como sobre el sustrato de margas y limo-arenas que constituye el relleno neógeno de la Depresión. En ella, río Guadalquivir discurre con una escasa pendiente longitudinal (0,039%) y un trazado algo desplazado al Norte, configurando un valle de sentido Noreste-Suroeste en su inicio y rumbo Norte-Sur desde Alcalá del Río hasta su desembocadura, en el océano Atlántico. Presenta una morfología irregular, con dimensiones variables entre 3 y 7 km de anchura, en la que se identifican dos sectores bien diferenciados (Anexo 1), en la línea con lo detectado por BAENA (1993) para las terrazas altas y medias del Tramo Bajo del Guadalquivir, en su margen izquierda; y que se explicaría por el dispositivo estructural que se deja sentir a lo largo del Cuaternario (Fig. 4.1).

El primer sector, comprendido entre la confluencia del río Genil y el Corbones, se caracteriza por una anchura media de la llanura aluvial de 3,5 km, en la que se encuentra representado, con carácter general, el primer nivel Holoceno

(TH1), mientras que el nivel que representa el tránsito Pleistoceno Superior-Holoceno (T13) y el segundo nivel Holoceno (TH2) se encuentran constituidos a modo de retazos; el primero con mayor definición aguas abajo de la confluencia del río Genil, mientras que el segundo queda vinculado expresamente a la evolución holocena de algunos de los meandros. De escasa representación son, asimismo, los niveles históricos asociados a la dinámica lateral del cauce. Por último, especial atención merece la zona comprendida entre los municipios de Lora del Río y Alcolea del Río, donde la llanura aluvial presenta la menor extensión y por lo tanto, la menor capacidad de divagación lateral de todo el tramo Bajo.

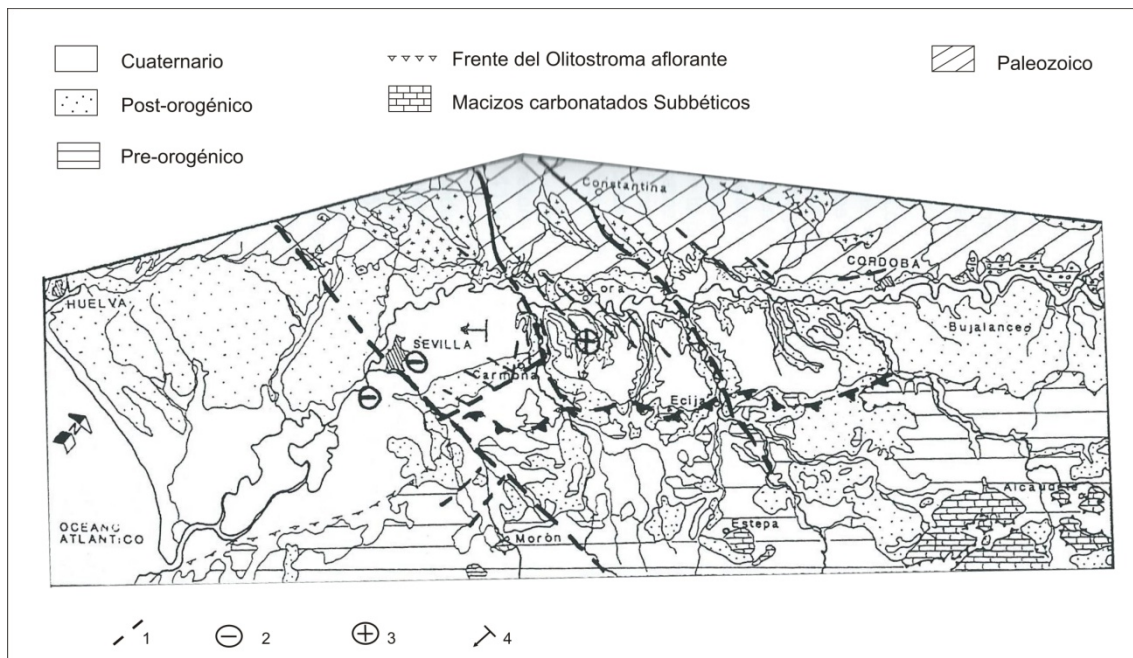


Figura 4.1: Compartimentación tectónica del Valle Medio y Bajo del Guadalquivir (Baena, 1993): 1. Grandes lineamientos tectónicos y fallas; 2. Área subsidente; 3. Área de levantamiento; 4. Tendencia al basculamiento del bloque.

El segundo sector, definido a partir de la confluencia del río Corbones, se caracteriza por una extensión media de la llanura aluvial de algo más de 6 km de anchura, en la que se encuentran representados hasta Alcalá del Río, todos los niveles de terrazas holocenas e históricas; siendo destacable, asimismo, el gran número de paleocauces que se reconocen en la llanura. Aguas abajo de este municipio, el nivel holoceno TH1 desaparece o queda relegado a modo de pequeños retazos en la margen derecha, mientras que el nivel holoceno TH2

junto al primer nivel histórico (Th1) son los que adquieren una mayor extensión hasta Sevilla. Es en este sector donde se detecta una mayor divagación lateral de los meandros para la llanura holocena con hasta tres nuevos niveles subactuales vinculados a una dinámica local de progradación y deformación de meandros.

En nuestra opinión, este dispositivo de terrazas en la llanura aluvial únicamente es explicable por la compartimentación tectónica de la cuenca (BAENA, 1993), que en el segundo de los sectores manifiesta una tendencia subsidente en dirección a Sevilla, y en el primero de ellos un progresivo levantamiento que haría que el río se encajase, reduciendo así su movilidad lateral. Al hilo de esta consideración, es precisamente el sector de menor movilidad lateral (Lora del Río-Alcolea del Río), aquél que se encuentra más directamente afectado por la falla inversa del Viar y otras tantas de carácter local.

4.1.1. Características geomorfológicas

Junto a las consideraciones generales anteriores, seguidamente expondremos los principales elementos morfohidrológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir siguiendo la cartografía geomorfológica elaborada exprofeso (Anexo 1):

4.1.1.1. El río y su cauce ordinario

Supone el factor principal en la conformación y evolución del valle, al tiempo que la principal discontinuidad espacial por el carácter permanente en la actualidad de su masa de agua. Esta discurre por un cauce ordinario único de entre 100 y 150 m de anchura media, y de 6 a 10 m de altura bajo el plano aluvial. En él, tienen lugar frecuentes oscilaciones estacionales de caudal, como hemos tenido ocasión de analizar, con mínimos en septiembre ($32 \text{ m}^3/\text{s}$) y máximos a finales de invierno ($250\text{-}300 \text{ m}^3/\text{s}$). De igual modo, destacan los cambios de pendiente en el lecho del río con un interesante punto de inflexión en el tramo comprendido entre Cantillana y Brenes, donde los valores de pendiente media se reducen drásticamente hasta alcanzar el 0,00044% del

tramo de estuario. Es aquí donde sitúan las fuentes documentales de época romana la llegada del influjo de las mareas (CHIC, 1979 *cfr.*, a ESTRABON Y POSIDONIO, s. I a. de C.). Como resultado, se ocasionan importantes variaciones en la velocidad de la corriente que generan un modelo meandriforme de orillas abruptas. En ellas la vegetación natural de ribera desempeña un importante papel, fijando los materiales limo-arenosos de la orilla y colonizando los sistemas de barras con especies riparias de alto valor ecológico.

Desde comienzos del siglo XX, la construcción de la presa de Alcalá del Río define en el cauce un nuevo límite de la influencia mareal, diferenciándose de esta manera dos tramos, que en la actualidad responden a características hidrogeomorfológicas diferentes: el Tramo Bajo continental, estrictamente fluvial, comprendido entre la confluencia del río Genil y la presa de Alcalá del Río; y el Tramo Bajo estuarino, de influencia mareal, constituido como tal desde la presa de Alcalá del Río hasta la desembocadura. Asimismo, el cauce actual del Guadalquivir no presenta continuidad longitudinal en el tramo continental al quedar fragmentado a su vez por las presas de Cantillana y Peñaflor.

4.1.1.2. Cauces abandonados o paleocauces

Corresponden a antiguos meandros, abandonados por la corriente principal del Guadalquivir, generalmente, durante momentos de crecida mediante mecanismos de acortamiento (*cut-off*), como es el caso de los meandros abandonados de El Rincón, Alcolea o Cantillana; si bien, aunque de menor representación en el Guadalquivir, algunos obedecen a procesos de estrangulamientos (*cut-neck*), como es el caso del meandro abandonado de Quijano.

Sus trazados perfectamente identificables en la llanura, al constituir someras depresiones alargadas de entre 1 y 1,5 m por debajo de la topografía general; desempeñan, junto al cauce funcional un importante papel de cara a la circulación de las aguas desbordadas en la llanura, actuando durante los momentos de crecida, como aliviaderos para evacuar los excedentes o, al

menos, disipar su energía. Asimismo, hasta mediados del siglo pasado su presencia era generalizada en todo el ámbito de la llanura aluvial (“madres viejas”) donde, al margen de la explotación agrícola, funcionaban también como drenajes de los afluentes del Guadalquivir en sus tramos finales y como aliviaderos para los excedentes de riego. En la actualidad, muchos de ellos se encuentran desnaturalizados como consecuencia de la fuerte presión a la que está sometida la llanura desde la segunda mitad del siglo XX (BAENA y GARCÍA, 1995).

En cuanto a su origen, parte de ellos son de evolución histórica y su funcionalidad se remonta a época romana (s. I d. C.), según los numerosos restos arqueológicos encontrados en sus rellenos a entre 8 y 10 m de profundidad en las inmediaciones de Sevilla (BAENA y GUERRERO, 2009). Mientras, aguas abajo de Alcalá del Río, el entramado de paleocauces meandriformes identificables en la llanura, presenta una funcionalidad algo más antigua (s. I a C.) a juzgar por la cronología que aporta PELLICER (1983; 1996) al poblamiento del Cerro Macareno, dedicado al comercio fluvial. En el sector continental, algunos de los cauces abandonados que hoy se reconocen en la llanura son de evolución compleja y mantuvieron su funcionalidad hasta bien entrado el siglo XX (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2008).

4.1.1.3. Colectores afluentes

Igualmente numerosos en este sector, presentan un funcionamiento tanto permanente como estacional según su recorrido y área drenada. Entre los procedentes de Sierra Morena destacan los ríos Retortillo, Guadalbarcal, Rivera de Huéznar, Viar y Rivera de Huelva. Todos ellos tienen fuertes pendientes, modestos caudales medios (entre 7,75 a 12,2 m³/s) y extrema torrencialidad, lo que les hace muy peligrosos en sus efectos sobre la llanura al suministrar una importante carga de arrastre (gravas y arenas). Respecto a los afluentes de la margen izquierda, destaca el río Genil por su contribución decisiva a la regulación anual del Guadalquivir (40 m³/s de caudal medio), el descenso de la pendiente del río y el aumento en la amplitud de la llanura, configurando a partir de su desembocadura el denominado Bajo Guadalquivir

(BAENA, 1993). Otros afluentes importantes de esta margen son los ríos Corbones y Guadaira, ambos con caudales medios más moderados que los procedentes de Sierra Morena aunque con mayores magnitudes en sus crecidas (superiores a 500 m³/s).

Los afluentes suponen el principal factor en la dinámica hidrogeomorfológica tanto del río como de su llanura. En el primer caso, aportan el 42,6% de su caudal final y una importante carga sedimentaria; mientras que en el segundo originan un serio obstáculo a la circulación del agua por el cauce principal que contribuye a la inmersión de la llanura. Se crean así las condiciones necesarias para la fuerte divagación de los meandros, con frecuentes abandonos de cauces detectables a nivel histórico (GARCÍA MARTÍNEZ *et al.*, 1999).

Cobran especial relevancia, por tanto, las características morfohidrológicas de las confluencias de los principales afluentes en el Tramo Bajo. Destacamos por un lado, aquellos que presentan un ángulo de confluencia inferior a 90° y por lo tanto, sus pendientes son similares a las del cauce principal, gozando de una mayor estabilidad morfodinámica. Es el caso de los ríos Rivera de Huelva y Viar, por la margen derecha; y Corbones, Madre de Fuente y Genil, por la margen izquierda. Y por otro, los de mayor dinamicidad morfodinámica, que son aquellos que tienen ángulos superiores a 90° y que reflejan pendientes superiores a la de la corriente principal y en consecuencia se trata de confluencias mucho más dinámicas y susceptibles de migración e inundación (ROY & SINHA, 2007). Es el caso de los ríos Rivera de Huéznar y Guadalbarcal por su margen derecha.

4.1.1.4. Terrazas holocenas y llanura de inundación

Conformando un sistema de 6 niveles de terrazas, se agrupan en la zona en dos conjuntos morfogenéticos: las superiores de cronología Pleistoceno Superior-Holoceno, a +10-13 m (T13), +9-10 m (TH1) y +7-8 m (TH2) (BAENA, 1993); y las inferiores (Th1, Th2 y Th3), por debajo de los 6 m respecto al río. Para el sector estuarino, estas alturas han sido tomadas respecto al nivel del mar; mientras que en el sector continental estas están tomadas con referencia

al fondo del cauce. Sin embargo, las alturas reales que los distintos niveles alcanzan en la actualidad respecto al cauce, difieren según los sectores como consecuencia de las actuaciones de rectificación y regulación a las que se ha visto sometido el río tanto aguas abajo como aguas arriba de la presa de Alcalá del Río.

Por tramos, el estuarino estaría caracterizado por la presencia generalizada de los niveles T13 y TH2, de los cuales, el primero se localiza exclusivamente en la margen izquierda, mientras que el segundo lo hace en ambos márgenes. En este caso, la TH1 de escasa representación en el tramo, queda relegada a modo de retazo en la margen derecha en las inmediaciones de Alcalá del Río. De los niveles históricos el Th1 es el que cobra mayor protagonismo al estar vinculado su desarrollo al sistema de paleocauces que drenan la llanura en su margen izquierda; y a la evolución que experimenta el área de desembocadura del río Rivera de Huelva, en la margen derecha, con la progresiva continentalización de la Vega baja del Guadalquivir tras el máximo trasgresivo Flandriense. Su distribución espacial estaría indicando, por tanto, en este sector, un trazado de varios brazos de gran sinuosidad y movilidad lateral de cronología aún por definir.

En el tramo continental, por el contrario, la distribución de las terrazas holocenas tiene una representación desigual en el desarrollo del mismo, sobre todo a partir de la confluencia del Corbones. Así, aguas arriba de esta confluencia, el nivel TH1 está ampliamente representado en ambos márgenes, conformando en gran parte la llanura holocena; la T13 se extiende sobre todo en la margen izquierda y entre las confluencias del Genil y el arroyo Madre de Fuentes; mientras que la TH2 se desarrolla vinculada a la evolución lateral de los meandros. Aguas abajo y hasta el sector estuarino, la TH1 va perdiendo desarrollo espacial en ambos márgenes, dando paso al nivel TH2 que pasará a conformar el nivel de llanura con mayor predominio espacial hasta Sevilla. Los niveles históricos y subactuales están igualmente asociados a la dinámica lateral histórica de los meandros, como tendremos ocasión de analizar posteriormente en la evolución geomorfológica de algunos de los meandros más representativos del Guadalquivir.

En condiciones naturales y en términos generales para todo el tramo de estudio, las terrazas holocenas permanecen en la actualidad al margen de toda inundación mientras que las históricas, al estar vinculadas a la dinámica histórica de los meandros, integran el dominio funcional de la llanura de inundación (BAENA y DÍAZ DEL OLMO, 1994; GARCÍA MARTÍNEZ *et al.*, 1999; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2008). Sin embargo, la distribución espacial de la T13 y TH1, que en ocasiones se adentran en la llanura, como ocurre aguas abajo de la desembocadura del Genil o entre Tocina y Sevilla, actúan a modo diques que dificultan y desvían la evacuación de las aguas desbordadas.

La colmatación de la llanura aluvial corresponde a sedimentos finos sobrepuestos netamente a pavimentos de gravas y gravillas asociados a la dinámica lateral de los meandros. Sin embargo, mientras que las investigaciones llevadas a cabo por otros autores en el tramo estuarino (*Vid.* 3.3.2) la asocian a periodos de agradación y estabilidad tras una última incisión en época romana (entre los siglos III y II); aguas arriba de Sevilla, y pese a no existir hasta la fecha ningún tipo de estudio sobre las características del relleno de la llanura, se observa un mayor número de terrazas todas históricas y subactuales (Th1, Th2 y Th3) vinculadas a la dinámica lateral de los meandros.

4.1.2. La paleohidrología de las crecidas en los últimos quinientos años

En la conformación y evolución de las llanuras aluviales uno de los factores predominantes, en un contexto regional, es el régimen hidrológico (*Vid.* 2.1). Ello explica la interdependencia existente entre el cauce y su llanura, sobre todo en momentos de crecida, cuando se restablece la conectividad transversal por parte de las aguas desbordadas que inundan la llanura transfiriendo no sólo agua sino también sedimentos y nutrientes; para volver al cauce menor al final de la crecida. Por tanto, las veces que la llanura recobre su funcionalidad hidrológica estará asegurando el tránsito hidrosedimentario lateral, fundamental para la supervivencia de los corredores ribereños en la llanura de inundación, entre otros aspectos. Así aconteció en el Guadalquivir, como veremos a continuación, a lo largo de su historia reciente hasta mediados del siglo XX, en el que la

progresiva regulación de la cuenca junto a la fuerte presión antrópica ejercida sobre la llanura aluvial rompe esa conectividad transversal modificando la circulación hidrosedimentaria en la llanura.

Como ya se expuso en el apartado correspondiente (*Vid. 3.3.1.4*) el comportamiento hidrológico del Río Guadalquivir en su Tramo Bajo responde, en condiciones naturales, al ritmo de las precipitaciones, por lo que la presencia de crecidas puede considerarse representativo de años húmedos. Teniendo en cuenta este hecho, la reconstrucción aproximada de las fluctuaciones paleohidrológicas del río en los últimos quinientos años se ha basado en el tratamiento estadístico de los datos de crecidas históricas referidas y recopiladas por distintos autores (*Vid. 3.2.2*) y en su posterior interpretación paleoclimática. Así, los datos apuntados por autores como VANNEY (1970) o BORJA BARRERA y DÍAZ DEL OLMO (1989) ya destacaban la existencia de oscilaciones, según periodos históricos en cuanto al número, dadas las características hidrológicas del Guadalquivir ya mencionadas anteriormente. A este respecto hay que indicar que, si bien es cierto que en la actualidad, debido a la capacidad de regulación de la cuenca del Guadalquivir las riadas no se producen por lluvias excepcionales y concentradas, como es propio del dominio Mediterráneo, sí sucedía así en los siglos que nos ocupan. En este sentido, a la luz de los datos recopilados y de su tratamiento estadístico, destaca la existencia de dos etapas bien diferenciadas desde el punto de vista de la mayor o menor concentración de avenidas (Fig. 4.2); y los cuales *grosso modo* son coincidentes con época moderna y contemporánea.

4.1.2.1. El Déficit de crecidas durante la Modernidad

Con las debidas precauciones derivadas de la menor fiabilidad de las fuentes documentales, el periodo que abarca los siglos XVI, XVII y mitad del XVIII se caracteriza por un número de inundaciones inferior a lo habitual en los quinientos años considerados, destacando la existencia de ciclos de 10-20 años sin inundaciones de importancia, alternantes con otros en los que no se contabiliza inundación alguna. Junto a éstos, destaca la existencia de un máximo bien

individualizado que se sale de la tónica general y el cual coincide con la última década del s. XVI.

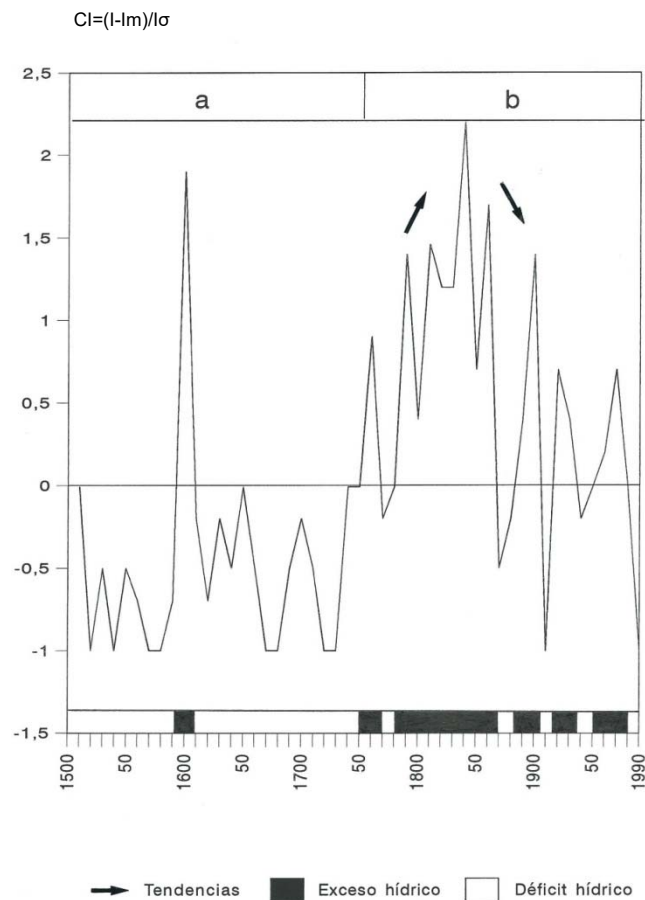


Fig. 4.2: Valor estandarizado del número de avenidas en el Tramo Bajo del Guadalquivir durante los siglos XVI-XX: a) Periodo con menor número de avenidas (siglos XVI- primera mitad del siglo XVIII); y b) Periodo con mayor concentración de avenidas (segunda mitad del siglo XVIII-siglo XX)

Los primeros, suman un total de cinco, y su recurrencia temporal varía a lo largo de todo el periodo. De ellos, hasta 1590, fecha en la que quedan interrumpidos por el periodo de mayor número de inundaciones de esta primera etapa, se contabilizan tres ciclos sin inundaciones, con una duración que oscila entre los 10 y 20 años, y una recurrencia temporal decenal. A partir de 1670, se vuelve de nuevo a alcanzar los valores mínimos, aún cuando en este caso los periodos sin inundaciones son más amplios, así como la recurrencia de los mismos.

De las avenidas computadas durante los años que alternan con los mencionados ciclos de menor actividad hidrológica, cabe destacar las acaecidas en enero de **1554**, en la que casi desaparece la localidad de la Algaba; enero, febrero y marzo de **1618**, año calificado en las crónicas históricas como muy lluvioso (FONTANA TARRATS, 1977) y durante el cual sufren importantes daños las poblaciones de Sevilla, Alcolea del Río, Lora del Río y Córdoba, coincidiendo éstas con las del Río Genil (BORJA PALOMO, 1877); enero-febrero de **1626**, conocido como "*el año del diluvio*" (BORJA PALOMO, 1877; FONTANA TARRATS, 1977; VANNEY, 1970), siendo frecuentes las inundaciones que coincidían "*con creciente de la mar y con mayor pujanza que se ha visto en nuestros tiempos*"; marzo de **1648**, en la cual las aguas alcanzan 8, 20 m sobre el nivel normal en Sevilla (BORJA PALOMO, 1877); febrero de **1684**, mes en el que tuvieron lugar diez avenidas, superándose en algunas de ellas más de vara y media, esto es más de 1 m, la altura alcanzada en 1626; febrero-marzo de **1709**, recordada en Sevilla como "*la gran crecida*", y caracterizada como de frecuencia milenaria, con valores estimados en torno a los 10.000 m³/s y alturas por encima de los 10 m (Fig. 4.3) (PALOMO, 1877; FONTANA TARRATS, 1977; VANNEY, 1970).

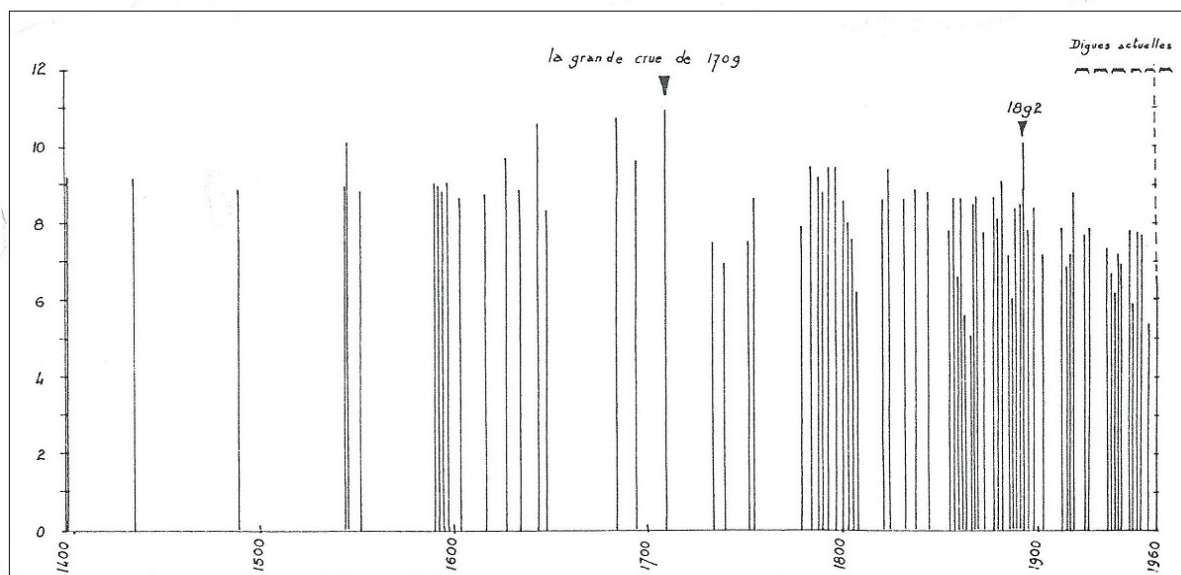


Figura 4.3: Altura alcanzada por la lámina de agua en las grandes crecidas acontecidas en Sevilla desde el siglo XV hasta mediados del siglo XX (Vanney, 1970)

En definitiva, este periodo tiene la particularidad de concentrar en invierno la mayor parte de las avenidas que se suceden, fundamentalmente entre los meses

de enero y febrero, reconociéndose entre ellas la llamada “crecida de frecuencia milenaria”.

Dentro de él, destaca el máximo correspondiente a la década de 1590-1600, en la que acontecen un total de 12 inundaciones. En este caso, los estragos que causaron éstas se deben fundamentalmente, a la sucesión de las mismas en un periodo muy corto de tiempo, repitiéndose dicho fenómeno varias veces en el mismo año. Destacan las ocurridas en febrero, marzo y mayo de **1590** con daños económicos y materiales a la ciudad de Sevilla; la acontecida en **1595**, que trajo consigo la destrucción del antiguo pueblo de Santiponce; y la que tuvo lugar en mayo y diciembre de **1596** cuando *"el Guadalquivir se sale de madre y destroza el Monasterio de la Cartuja"* (BORJA PALOMO, 1877).

4.1.2.2. El aumento de las inundaciones durante la Contemporaneidad (segunda mitad del siglo XVIII-finales del siglo XX)

Esta segunda etapa se inicia a mediados del s. XVIII y se caracteriza por el aumento sustancial en el número de inundaciones que, de modo general, duplican con creces las ocurridas durante el periodo anterior. No obstante, dentro de él pueden establecerse tendencias diferenciadas. Hasta aproximadamente 1850-60 la concentración en el número de avenidas presenta una tendencia sostenida al aumento, aún cuando se observan, en este contexto de mayor actividad hidrológica, variaciones decenales. Por el contrario, con posterioridad a esta fecha la irregularidad es la nota predominante dentro de una tendencia a la disminución en el número de las mismas.

A nivel de detalle estas tendencias pueden concretarse en dos periodos diferenciados:

a) Desde mediados del S. XVIII a la primera mitad del S. XIX

Corresponde al periodo con mayor número de inundaciones contabilizadas (98), con un comportamiento diferenciado entre las de invierno y primavera. Así en el primer caso las fuentes documentales destacan la del año **1796** (diciembre-

enero) conocida como "*La Grande*" (BORJA PALOMO, 1877; VANNAY, 1970; M.I., 2014) , en la que las aguas desbordadas del Guadalquivir alcanzaron los 9 m de altura; **1823** (enero-febrero) y **1854** (enero), con altura de las aguas de crecida por encima de la registrada en la inundación de 1796; o la de **1856** (enero), recogida como la tercera más importante del siglo (PALOMO, 1877; VANNEY, 1970). Por el contrario, las avenidas que tienen lugar en los meses de primavera (marzo, abril y mayo) son mucho menores en número y, por lo general, de menor envergadura. En este contexto destacan las acontecidas en **1786**, "*año en el que el río salió de madre en repetidas ocasiones como consecuencia de las fuertes lluvias*" (BORJA PALOMO, 1877; M.O.P.U., 1985; M.I., 2014); **1855**, en la que se alcanzaron los 3 m de altura; y **1858**, en la que se supera esta medida en un metro (BORJA PALOMO, 1877).

Por tanto, y según las diferentes fuentes bibliográficas consultadas, las inundaciones que acontecen en este periodo manifiestan un comportamiento más homogéneo en el volumen de los caudales de crecida, los cuales no superan en ningún caso las estimaciones de 6.000 m³/s; así como una gran diferencia entre las avenidas ocurridas en invierno y en primavera, por lo que se refiere a la envergadura de las mismas.

b) Desde la segunda mitad del S. XIX hasta mediados del S.XX

Nuevamente el río adquiere una mayor irregularidad en su comportamiento hidrológico manifestado a través de la variabilidad en el número de avenidas. En este sentido, se detectan por un lado, ciclos entre diez y veinte años en los que el número de avenidas acontecidas supera la media de la serie; mientras que por otro lado, intercalados en los anteriores, se evidencian ciclos que no sólo no superan la media sino que además, en dos ocasiones, no se contabiliza inundación alguna.

Respecto a los máximos, el primero de ellos se sitúa entre 1870-1900, con un total de 15 inundaciones, de las que destacan las de **1881** (enero y abril) de frecuencia secular, con volúmenes de caudal de algo más de 6.000 m³/s y altura superior a los 8 m (M.O.P.U., 1985; M.I., 2008); **1887** (diciembre) y **1888** en las

que también se superaron los 8 m de altura; y **1892** (marzo), que con un volumen de caudal estimado en 9.000 m³/s y altura superior a los 10 m, es considerada por VANNEY (1970) como una de las más importantes de la historia (frecuencia bicentenaria). Al parecer las consecuencias de estas crecidas se dejaron sentir, de modo generalizado, en las poblaciones del Bajo Guadalquivir, hasta tal punto que, según referencias históricas, en Alcolea del Río *"el río se salió del cauce llegando a tener una anchura de 2 Km"* (M.O.P.U., 1985); mientras que en La Algaba esta riada es conocida como la mayor del s. XIX. Por último **1897** supuso un año que trajo consigo numerosos estragos en La Algaba, Cantillana, y Sevilla, superando el río los 6.000 m³/s (M.O.P.U., 1985).

Entre 1910-1930 encontramos un segundo máximo, con un total de 13 inundaciones, de las cuales destacamos la que tuvo lugar en **1917** (marzo), conocida también como una de las riadas más fuertes de la historia (VANNEY, 1970; M.O.P.U., 1985); y en **1925** (diciembre) donde el río Guadalquivir registró un caudal estimado de 6.800 m³/s a su paso por Sevilla (VANNEY, 1970).

En cuanto a los intervalos temporales en los que el número de inundaciones no supera la media de la serie, llegándose incluso a alcanzar de nuevo los valores mínimos (ninguna inundación), presentan igualmente una recurrencia de entre 10-20 años, aún cuando el ciclo que comienza a partir de los años 80, parece acentuarse, a la vista de la inexistencia de inundaciones en el Bajo Guadalquivir desde el comienzo de los años 90. Sin embargo, en la literatura hidrológica del río cobran gran relevancia las referentes a los años **1866** y **1867**, cuando las aguas superaron los 8 m de altura (BORJA PALOMO, 1877); y las de **1947** (febrero-marzo), momento en el que las crecidas del río Guadalquivir provocaron el aislamiento durante varios días de las poblaciones de Alcalá del Río y Cantillana, alcanzando los 4.880 m³/s en Alcalá del Río, y los 7.000 m³/s en Sevilla (VANNEY, 1970; M.O.P.U., 1985).

Junto a esta patente irregularidad hasta mediados del siglo XX, las inundaciones que acontecen en el Bajo Guadalquivir en este momento son consideradas las más importantes de la historia desde la gran inundación de 1709 (VANNEY, 1970). También hay que decir que la mayoría siguen aconteciendo durante los

meses de invierno, aunque algunas de las consideradas más catastróficas tienen lugar en primavera, concretamente en el mes de marzo.

c) Desde la segunda mitad del siglo XX hasta 1990

El último periodo en el que el número de avenidas supera a la media de la serie y ya se cuenta con datos foronómicos fiables, corresponde a los años 1950-1980, con un total de 9 inundaciones. En este caso, las que han supuesto mayores pérdidas se concentran por lo general durante los meses de febrero-marzo: en **1951** (marzo) se alcanzaron en Sevilla los 9 m de altura, mientras que en Cala el embalse rebosó su máximo extraordinario (M.O.P.U., 1985); en **1960** el Guadalquivir registró en Alcalá una punta de 3.850 m³/s (M.O.P.U., 1985); y en **1963** tuvo lugar la gran crecida de la segunda mitad del siglo XX (M.O.P.U., 1985; M.I., 2011). Esta avenida de origen Bético, con una frecuencia de 5,5 por siglo, se prolongó durante 16 días, en los que se llegaron a alcanzar cerca de los 6.000 m³/s en Sevilla con alturas de hasta 12 m por encima de la lámina de agua ordinaria en Peñaflor (VANNEY, 1970). Cierra la serie una crecida en **1979** (febrero) con volúmenes evacuados que superaron los 4.000 m³/s en Alcalá del Río (M.O.P.U., 1985; M.I., 2011)

Por otra parte, entre las inundaciones acaecidas durante los meses de diciembre-enero, mencionaremos las de **1961**, con volúmenes de caudal superiores a los 4.000 m³/s en Alcalá del Río, por los efectos de saturación sobre los embalses del Jándula, Encinarejo, El Pintado, Cala, la Minilla, y Bembézar, que provocaron desastres cuantiosos en numerosas poblaciones de la provincia de Sevilla (Lora del Río, Alcolea, Cantillana, Alcalá del Río, etc.); o la acontecida en el año **1962**, que aunque mucho más modesta que la anterior, causó estragos en los municipios de Sevilla y Brenes (VANNEY, 1970).

4.1.2.3. Conclusiones

De todo ello se desprende por tanto, la existencia de dos etapas bien individualizadas en este intervalo temporal de quinientos años, en cuanto a la concentración en el número de avenidas se refiere:

- La primera etapa que abarcaría toda la Modernidad (siglo XVI-primer mitad del siglo XVIII), está dominada por un régimen hidrológico con menor presencia de este tipo de fenómenos extremos. En ella, pocos años superan la media de la serie, estando concentradas las avenidas durante los meses de invierno, e incluyendo la avenida de frecuencia milenaria.
- La segunda, con un incremento notable en el número de inundaciones, se muestra mucho más irregular abarcando toda la Contemporaneidad (segunda mitad del siglo XVIII-finales del siglo XX). En esta última etapa se detecta sin embargo, un periodo más homogéneo en la actividad hidrológica del Guadalquivir correspondiente a los años entre 1750 y 1860, tanto por el mayor número de avenidas como por sus caudales, inferiores a los 6.000 m³/s; y un periodo al que podemos considerar de transición, dada su falta de equiparación respecto a los dos periodos anteriormente establecidos, y que abarcaría aproximadamente desde el año 1861 hasta la década de los noventa. En él, la nota predominante es la enorme irregularidad existente en el comportamiento del río entre unos años y otros, si bien incluye las crecidas más importantes registradas en la serie desde la gran crecida de 1709.

A partir de estos datos se pone de manifiesto por un lado, la funcionalidad permanente de la llanura del tramo Bajo del Guadalquivir desde el siglo XVI, por debajo de la terraza holocena TH2 (+7-8m) para magnitudes de caudal de entorno a 6.000 m³/s; llegándose a inundar el nivel holoceno TH1 (+9-10m) en crecidas excepcionales con caudales superiores a 7.000 m³/s. Y por otro, la gran variabilidad en el régimen de avenidas detectada también por otros autores como VANNEY (1970), BORJA BARRERA y DÍAZ DEL OLMO (1989), o PROBST (1989), y que desde un punto de vista sedimentológico quedan conformadas las facies arcillo-limosas en progresivo incremento hacia el techo de la llanura de inundación.

Por último, la respuesta del régimen hidrológico (ordinario y extraordinario) a los ritmos de las precipitaciones (mayor o menor humedad) pone de manifiesto

que para periodos históricos, en los que el régimen del río permanecía natural y para los que no disponemos de datos de caudales ni de precipitaciones, el uso de la información documental referente a inundaciones permite aproximarnos indirectamente al conocimiento del régimen del río en esas épocas y a sus posibles fluctuaciones paleohidrológicas como respuesta a la variabilidad en las condiciones climáticas.

4.2. FUNCIONALIDAD HIDROLÓGICA DE LA LLANURA ACTUAL

Para comprender el funcionamiento actual de la llanura de inundación debemos partir del grado de alteración en que se encuentra y que surge precisamente del intento por dominar las inundaciones y favorecer la navegación. Es así que, desde finales del siglo XVIII empiezan a acometerse en el río Guadalquivir numerosas actuaciones antrópicas que han terminado por alterar la hidrogeomorfología del río y el funcionamiento de su llanura de inundación. A este respecto, recogemos en este apartado los resultados más relevantes fruto de los trabajos realizados en la zona en los últimos años (BAENA y GARCÍA MARTÍNEZ, 1995; GARCÍA MARTÍNEZ, 1996; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 1997; GUERRERO y BAENA, 1998; GARCÍA MARTÍNEZ *et al.*, 1999; BAENA *et al.*, 2006; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2006; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2008; GUERRERO *et al.*, 2014; BAENA *et al.*, *en prensa*).

4.2.1. Los inicios de la alteración humana y sus consecuencias en el cauce

Las primeras transformaciones que experimenta la llanura del Guadalquivir tienen su origen en las actuaciones llevadas a cabo en el río, a partir de finales del siglo XVIII, con motivo de la falta de calado del río para la navegación y el incremento en el número de inundaciones. En un primer momento, éstas se centraron en la construcción de cauces artificiales o “cortas” de meandros aguas abajo de Sevilla (1795, “Corta de La Merlina”; 1816, “Corta Fernandina”; 1888, “Corta de Los Jerónimos”; 1926, “Corta de Tablada” y “Canal de Alfonso XII”; 1950, “Corta Punta del Verde”), para ya durante el siglo XX, completarse con nuevos trabajos encaminados a la regulación de la cuenca vertiente; la

laminación de la corriente de cara a la infructuosa navegación del Guadalquivir hasta Córdoba (“Presa y Esclusa de Alcalá del Río”, 1931 y “Cantillana”, 1948; “Esclusa de Tablada”, 1951); y la puesta en regadío de la llanura mediante canales de derivación (“Presa de Peñaflor”, 1921; “Canal del Bajo Guadalquivir”, 1909-1933 y “Canal del Viar”, 1931-1934). Al mismo tiempo, para mediados del siglo XX se contaba con tres embalses del Guadalquivir (Peñaflor, Alcalá del Río y Cantilla) y se había logrado la regulación parcial de afluentes como: el río Rivera de Huelva, Viar y Genil, con 491,6 hm³ de capacidad, mediante la construcción de 7 embalses. Sobre el resto de la cuenca hidrográfica situada aguas arriba, el número de presas ascendía a 12, con una capacidad de 1.287 hm³.

Se alcanza así la situación de mediados del siglo XX en la que al río Guadalquivir se le había reducido artificialmente su trazado en más de 40 km su longitud, aguas abajo de Sevilla con la consiguiente regularización de su pendiente como consecuencia de los continuos dragados. Además, la construcción de embalses desde inicios del siglo XX había regulado su comportamiento hidrológico mediante una capacidad de embalse de la cuenca de más de 1.778 hm³ para finales de la década de los 50 (Cuadro 4.1). Junto a estas obras hidráulicas, la primera mitad del siglo XX supondrá la construcción de la mayor parte de las infraestructuras necesarias para la puesta en regadío de toda la vega aluvial. Esta intervención supuso uno de los factores clave en la organización del territorio, donde el entramado de canales y acequias de desagüe, ocuparon la totalidad de la llanura y afectó a todos sus elementos morfohidrológicos.

Por otro lado, la llanura contaba con una población de 461.185 habitantes en 1950 (I.E.A., 1992), repartidos entre 21 núcleos de población pertenecientes a 18 términos municipales de la provincia de Sevilla. Es entonces, cuando este espacio adquirió las directrices fundamentales en cuanto a su organización y articulación con el contexto regional, destacando la elevada densidad de carreteras y el trazado del ferrocarril. Un total de 10 puentes, 3 de ellos para FF.CC, y 3 presas con travesía para vehículos, garantizaban un mínimo de comunicación entre las orillas del río en los más de 110 km de recorrido por el

área de estudio. La mayoría de los puentes eran metálicos con uno o dos pilares centrales y siempre sobreelevados de 2 a 3 m por encima del cauce. Por su parte, la calidad de los suelos unida a la dotación de infraestructuras para el regadío, convirtieron a toda la llanura en un área de producción intensiva con más de 110.000 Ha regables. Esto supuso, al menos desde principios de siglo, la desaparición total de la vegetación natural con la excepción del degradado bosque galería de las orillas del Guadalquivir. En cuanto al uso urbano, aún quedaba restringido al entorno de los iniciales asentamientos salvo en Sevilla, donde el sistema de defensa contra inundaciones perimetral había permitido la expansión de la ciudad hacia la llanura de inundación.

Con todo ello, empiezan a detectarse en el tramo estuarino, los primeros cambios geomorfológicos que se traducen en un aumento de la pendiente del río y su profundidad; la desaparición de las áreas de sedimentación en los meandros; una menor movilidad lateral del cauce; una disminución en la frecuencia de los desbordamientos; y una mayor y más rápida transmisión de los efectos de la marea. Se produce, por tanto, una transformación artificial del cauce que aumenta su anchura y profundidad y pierde entre un 30 y un 50% del espacio inundable en Sevilla. En el tramo continental, el río permanece en estado seminatural aunque con efectos de colmatación parcial en la presa de Alcalá del Río e incisión aguas arriba hasta Cantillana. Desde aquí, la falta de embalses en los colectores procedentes de Sierra Morena permitía, aún en 1956, la llegada de abundante carga tractiva que se acumulaba en forma de barras centrales y laterales en el Guadalquivir (Anexo 1).

En estas circunstancias, la llanura aluvial seguirá manteniendo su funcionalidad extrema, como así lo demuestran las avenidas de la década de los 60, que vuelven a alcanzar los 6.000 m³/s en Sevilla (avenida de 1963), ocupando de esta manera la totalidad del nivel de terraza TH2 (+7-8m) en prácticamente toda la llanura; y recobrando así la funcionalidad tanto los paleocauces de crecidas como mucho de los cauces abandonados cuyos fondos se situaban por debajo de la topografía general de 22 m, en el tramo continental y de 13 m en el estuarino. Los efectos de estos flujos extremos fueron tanto más

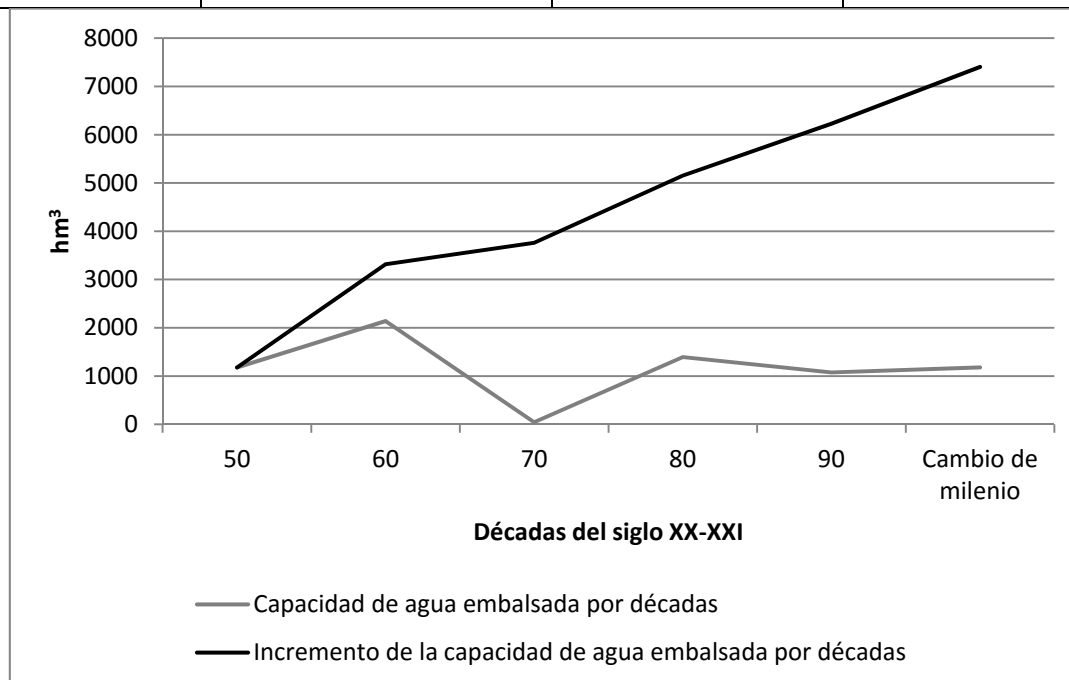
devastadores cuantas más obstrucciones encontró la punta de crecida a su paso y se sintieron, especialmente, en las poblaciones como La Algaba, La Rinconada y Sevilla; con un total de 1.097 ha inundadas y 15.316 personas evacuadas en toda la provincia (M.O.P.U., 1985).

4.2.2. Consolidación de los cambios geomorfológicos

Será por tanto, a partir de la avenida de 1963 cuando los organismos responsables de la gestión de la cuenca acometan un cambio en las prioridades de intervención hidráulica, hasta entonces orientadas al regadío y la mejora del puerto fluvial, dirigido al aumento en la regulación fluvial.

Por entonces, la capacidad de los embalses rondaba los 1.780 hm³, cantidad suficiente para alterar el régimen hidrológico del río pero no para su regulación completa, estimada entre 8.000 y 9.000 hm³ (VANNEY, 1970). Los esfuerzos inversores realizados por el Estado durante los años 60 y 70 con la construcción de 18 embalses más (2.580 hm³), y los años 80 y 90 (18 embalses con 2.465,8 hm³), quedaron lejos de alcanzar los valores teóricos necesarios para el control hidrológico total (Cuadro 4.1). No obstante, el haber triplicado la capacidad de agua embalsada de los años 50, unido a las prolongadas sequías de inicios de los 80 y 90, crearon una falsa percepción de total eliminación de las crecidas catastróficas. Junto a ello, los planes de defensa contra inundaciones acometidos en el entorno de Sevilla desde 1975, aumentaron la sensación de seguridad frente a este tipo de riesgo tanto de la administración como de los ciudadanos. Esto explicaría la descoordinación existente entre las distintas administraciones, durante las crecidas de los últimos años, en relación con los episodios de inundación y la ordenación del territorio (BAENA *et al.*, 2006).

Década	Número de embalses	Capacidad de agua embalsada	Capacidad total
50	19	1.178 hm ³	1.178 hm ³
60	12	2.139 hm ³	3.317 hm ³
70	6	443 hm ³	3.760 hm ³
80	9	1.393 hm ³	5.153 hm ³
90	9	1.075 hm ³	6.228 hm ³
Cambio milenio	3	1.176 hm ³	7.404 hm ³



Cuadro 4.1: Evolución de la capacidad de agua embalsada en la cuenca del río Guadalquivir desde la década de los cincuenta hasta la actualidad. Fuente: Confederación Hidrográfica del Guadalquivir

Así, tras la finalización del cauce hidráulico artificial denominado “Corta de La Cartuja” en 1982, se alejó definitivamente el río funcional de las inmediaciones de Sevilla. Este hecho, junto a la localización en la llanura de inundación de “La Exposición Universal” de 1992, permitió una nueva ordenación urbanística y de grandes infraestructuras viarias sobre el espacio aluvial que lo terminará configurando para la década de los 90:

- Una elevada concentración de población que alcanzaba en 1991 el 50,7% del total de la provincia en tan sólo un 4% de su territorio; lo que

supone un 76,7% más que a mediados de siglo con el consiguiente aumento del espacio edificado (IEA, 1992).

- Una alta densidad de infraestructuras viarias mejoradas respecto a las existentes a mediados de siglo (mayor anchura de firme, andenes, etc.) y completadas con la construcción de otras nuevas que bien circundan la ciudad de Sevilla o atraviesan la llanura aumentando la conectividad.
- Un sistema de diques contra las inundaciones de entre 6 y 12 m de altura respecto al plano de inundación, que ahora se amplía por ambos lados del nuevo cauce en Sevilla; y que deja restringida la llanura de inundación a menos de 1 km de amplitud.
- Un aprovechamiento agrícola intensivo que, junto con la falta de recursos hídricos como consecuencia de la sequía, repercutió en un fuerte incremento en la explotación del acuífero aluvial conectado al río, estimado en 15 hm³/año (C.H.G., 1977). Por otro lado, la falta de nuevos espacios para la agricultura impulsó a la ocupación de los cauces de crecida así como a la destrucción del bosque de ribera para su puesta en cultivo.
- Una fuerte demanda de áridos para la construcción que a raíz de las numerosas obras de infraestructuras y el aumento en el sector urbano, supuso la extracción de gravas y arenas del propio cauce. Sobre todo, en el tramo continental, donde los aportes sólidos de los afluentes todavía permitían la formación de barras de acreción lateral en el cauce.

Todo ello no hace más que afianzar la transformación experimentada por el cauce y su llanura para finales del siglo XX. En el primer caso, continúa de manera general la incisión progresiva y remontante a partir del tramo estuarino, y que presenta una dinámica particular en relación a la localización de las presas en este sector (Fig.4.4). En la presa de Alcalá del Río, la incisión se ve incrementada aguas abajo donde los taludes del cauce alcanzan alturas de entre 8 y 10 m (Fig. 4.5, sector estuarino), mientras que aguas arriba se produce una fuerte colmatación inmediata a la misma. En este caso, aguas abajo de la presa se reactivan los procesos erosivos sobre el lecho fluvial y se reduce sensiblemente la anchura del cauce (± 120 m de media), consolidándose así el cauce incidido y estrecho de mediados del siglo XX;

mientras que aguas arriba la dimensión del cauce ordinario obedece a criterios de regulación por lo que variará de unos periodos hidrológicos a otros. Esta tendencia a la incisión en el sector puede llegar a acarrear a su vez problemas de descalce en las infraestructuras viarias localizadas sobre el cauce funcional del Guadalquivir en Sevilla (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2006).

En la presa de Cantillana, lo que predomina aguas abajo hasta Alcalá del Río, es la incisión con alturas de márgenes de entre 2 y 4 m (Fig.4.5, sector continental). A partir de aquí, el efecto del nivel de base local de la presa, origina una fuerte colmatación del cauce (0,5 a 1,5 m de talud) que se extiende hasta Alcolea del Río. En este caso, la reducción media que experimenta el cauce ordinario en este periodo es de un 11% en los primeros cinco kilómetros aguas abajo de la presa. Aguas arriba, la anexión de barras centrales a las márgenes, por un lado, y la fluctuación del nuevo nivel de base vinculado a la cola del embalse, por otro, altera significativamente la anchura del cauce ordinario al igual que ocurriera en Alcalá del Río. Por último, en la presa de Peñaflor, la situación se repite con incisión aguas abajo hasta Alcolea del Río y agradación en el cauce aguas arriba hasta las proximidades de Palma del Río.

En el segundo caso, en la llanura aluvial, aumentó el riesgo potencial de inundación debido a la alteración o, en muchos casos, total desaparición de los elementos morfohidrológicos imprescindibles para su correcto funcionamiento (cauces de crecida, point-bars, etc.). Así, el espacio disponible en todo el valle para la laminación de una hipotética crecida quedó reducido e interferido por las numerosas infraestructuras que la llanura acogía para finales del siglo XX. Éstas han reducido al mínimo las posibilidades de circulación de las aguas fuera del cauce ordinario, creándose potenciales tapones hidráulicos (Sevilla, La Algaba, La Rinconada, Brenes, Cantillana, Tocina, Alcolea, Lora del Río).

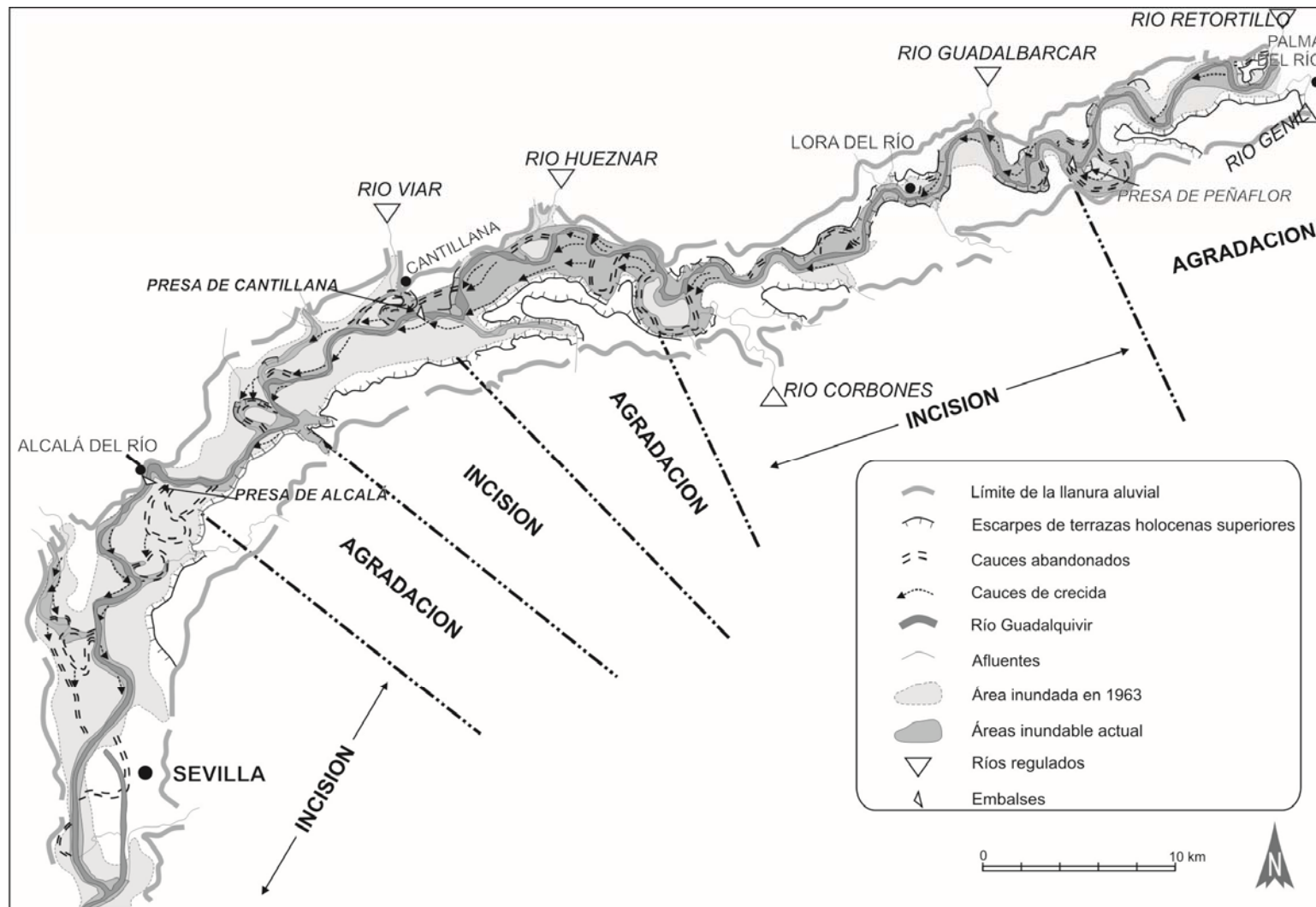
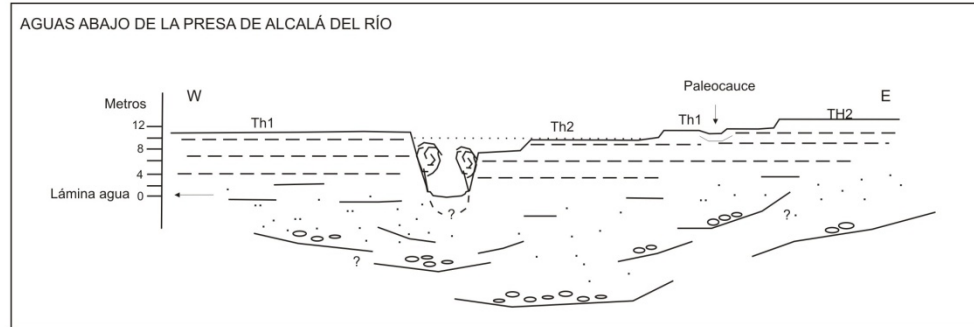


Figura 4.4: Dinámica de incisión-agradación del Guadalquivir vinculada al emplazamiento de las presas de Alcalá del Río, Cantillana y Peñaflor. Comparación entre el área inundada en 1963 ($5.700 \text{ m}^3/\text{s}$) y la actual ($< 3.500 \text{ m}^3/\text{s}$)

SECTOR ESTUARINO



SECTOR CONTINENTAL

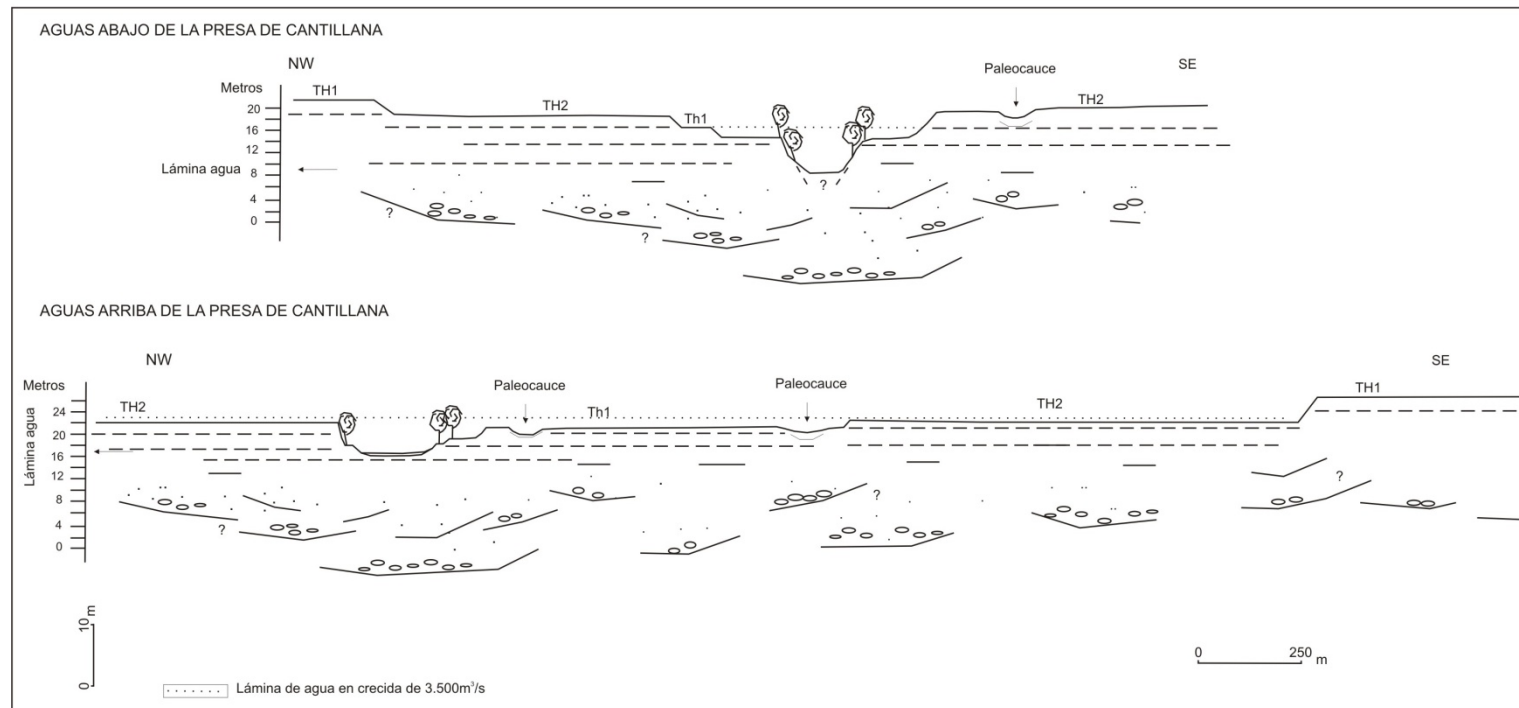


Figura 4.5: Configuración geomorfológica del cauce y su llanura en relación a las presas de Alcalá del Río y Cantillana

Así se puso de manifiesto en las crecidas de los años 1996 (Diciembre) y 1997 (Enero y Diciembre) con caudales entre 3500 y 3670 m³/s en el aforo de Alcalá del Río (Fig. 4.4 y 4.5); generando la elevación de la lámina de agua por obstrucción y desviación de los flujos entre Cantillana y Palma del Río. Se alcanzó así una altura y extensión del área inundada similar a la de 1963 en esa zona, pero con algo menos de la mitad de caudal (GUERRERO y BAENA, 1998). Por el contrario, aguas abajo de Alcalá del Río y alrededores de la ciudad de Sevilla, estas crecidas no tuvieron repercusiones ya que funcionó con éxito el sistema estructural de defensa contra inundaciones.

4.2.3. Funcionalidad de la llanura en el siglo XXI

La sensación de seguridad generada en Sevilla durante las últimas crecidas junto con la especulación del suelo, ha impulsado en el comienzo del nuevo siglo políticas de expansión urbanística por parte de los ayuntamientos más próximos a la ciudad. Y ello, a pesar de que la población de la llanura en 2011 (900.000 hab.), sólo se había incrementado en un 14% respecto a la existente en la década de los 90 (IECA, 2011). A esta situación le acompañó el correspondiente aumento de las infraestructuras territoriales que, sin ser numerosas, incrementan más la interferencia en la dinámica fluvial. Entre ellas destacan dos tipos de actuaciones que ponen de manifiesto el diferente comportamiento de la llanura frente a las inundaciones. Por un lado, las de carácter defensivo ubicadas en el inicio del tramo de estudio:

- La carretera de circunvalación sobre muro de defensa contra inundaciones construida al noreste de Palma del Río que enlaza con el nuevo puente atirantado sobre el Guadalquivir (2008).
- El muro de contención contra inundaciones con vial de circunvalación sobre él, construido al sureste de Lora del Río (Noviembre 2011). Obra de carácter urgente ejecutada tras las avenidas de diciembre-enero de 2009-2010 y febrero-marzo de 2010.

Por otro lado, las ubicadas en las proximidades de Sevilla y destinadas al equipamiento territorial:

- Viales sobreelevados sobre rellenos de 3 m de altura respecto a la llanura de inundación destinados a la conexión urbanística entre los núcleos de La Rinconada y San José (2010).
- Muro de defensa acompañado de relleno para ampliación urbanística y paseo fluvial en La Algaba (2009).
- Vial metropolitano sobreelevado que integra el nuevo “Acceso Norte a Sevilla” A-8009 (2008).
- Acondicionamiento ambiental y reforestación de las riberas del río Guadalquivir en la ciudad de Sevilla en su margen izquierda (Parque del Charco de la Pava), con muro de defensa contra inundaciones inmediato al río y adelantado más de 100 m respecto al existente en el S.XX (2011).
- Nueva esclusa de acceso al Puerto de Sevilla como prolongación y ampliación hacia el sur del dispositivo de defensa tradicional (2010).

Respecto a las intervenciones hidráulicas se limitan a la construcción de tres embalses (Cuadro 4.1) en los afluentes de la margen derecha del Guadalquivir, ríos Arenos Guadiato y Viar. El primero “Arenoso” destinado a la regulación general de la cuenca (167 hm³), el segundo denominado “Breña II” (823 hm³) destinado al riego agrícola y el tercero “Melonares” (186 hm³) para el abastecimiento urbano de la ciudad de Sevilla y su área metropolitana. Pese a este aumento en la capacidad de almacenamiento global de la cuenca (6.226 hm³) respecto a la década de los cincuenta, el río sigue sin estar regulado en su totalidad adquiriendo cada vez mayor importancia el sistema de control en las descargas de urgencia. Así se puso de manifiesto, como veremos en el capítulo siguiente, durante las crecidas de diciembre de 2009 y marzo de 2010 o las de diciembre de 2010 y enero de 2011, donde su rápida generación se debe a las descargas preventivas de los embalses (2.000 m³/s en menos de 24 h), alcanzando puntas de crecida de 3.400 m³/s como máximo.

Estos caudales, aún siendo de escasa magnitud, sorprenden por la extensión y altura que alcanzó la lámina de agua entre Cantillana y Palma del Río, repitiéndose la situación de 1996. La explicación reside en la coincidencia de

una serie de factores como son, de un lado, el incremento en el grado de colmatación del cauce aguas arriba de la presa de Cantillana, donde no se ha efectuado ningún dragado de mantenimiento desde su construcción (Foto 4.2); y de otro, la confluencia de los principales tributarios regulados (ríos Genil, Bembézar, Guadalbarcar, Corbones, Retortillo, Huéznar y Viar). Junto a ello, la invasión de la llanura de inundación por nuevas edificaciones amparadas por la administración, incrementa la vulnerabilidad de ciertos núcleos urbanos (Lora del Río, Cantillana, Tocina) ante este fenómeno. Por el contrario en el tramo entre Alcalá del Río y Sevilla, las labores de dragado para la navegación hasta el puerto continúan favoreciendo la incisión del cauce, facilitan la evacuación hídrica y acrecientan, aún más, la presión urbanística sobre el escaso espacio libre de la llanura de inundación.



Foto 4.2.: Colmatación de sedimentos finos del cauce del río Guadalquivir aguas arriba de la presa de Cantillana. Se aprecia la escasa sección hidráulica del cauce ordinario, así como la morfología del cauce de estiaje. Autor: Rafael Baena, septiembre de 1995

4.3. CONCLUSIONES

A nivel morfológico, la llanura aluvial del bajo Guadalquivir mantiene una situación de equilibrio dinámica a escala plurisecular en la que se pone de manifiesto la importancia de la dinámica de meandros en su conformación. De

igual modo y vinculado a lo anterior se ha originado en el sector entre Alcalá del Río y Palma del Río, un sistema de terrazas con tres niveles generalizados, esto es la T13 como tránsito Pleistoceno-Holoceno, la TH1 y TH2 del Holoceno; mientras que aguas abajo de Alcalá del Río, el nivel de terraza TH1 tiene escasa representación y queda restringido de manera muy puntual a la margen derecha. Por debajo del nivel TH2 aún se reconocen tres niveles más, el nivel histórico Th1 y dos contemporáneos, Th2 y Th3, éstos últimos de mayor representación en el tramo continental del bajo Guadalquivir, especialmente en el sector entre Cantillana y Palma del Río. Estos niveles se localizan en las márgenes convexas de los meandros y están asociadas a divagaciones locales del cauce.

Su funcionalidad histórica refleja un comportamiento en ciclos de desigual actividad hidrológica extrema. El primero de ellos, con dos siglos y medio de duración, abarca toda la Modernidad y puede ser interpretado como de carácter seco; mientras que, el periodo que engloba los siglos XVIII, XIX y XX ha sido interpretado como húmedo, con tendencia al aumento de inundaciones hasta mediados del siglo XIX y una progresiva pérdida de actividad que alcanza hasta nuestros días. Partiendo de la coincidencia durante el periodo analizado de una importante pulsación climática conocida como la *“Pequeña Edad del Hielo”* (mitad del siglo XVI a mitad del siglo XIX), podemos indicar que su repercusión en nuestras latitudes se manifiesta de manera heterogénea a nivel de morfogénesis fluvial, acusándose las precipitaciones tan sólo en la última parte de este periodo, es decir, durante los siglos XVIII y primera mitad del XIX. Por tanto, en el caso de ríos meandriformes, con las características del Guadalquivir, el estudio de las fluctuaciones en el número de avenidas, constituye un buen indicador de carácter regional para la identificación de periodos hidroclimáticos históricos.

En la actualidad, el cauce del Guadalquivir se encuentra fragmentado en seis secciones, en las que se reactivan procesos geomorfológicos diferentes de incisión o sedimentación que condicionan la funcionalidad de la llanura de inundación en momentos de máximos hidrológicos asociados a los desembalses de urgencia. En este sentido, pese a la escasa magnitud de las puntas de crecida (3.400 m³/s como máximo) aguas arriba de Cantillana la

lámina de agua alcanza extensiones similares a la de 1996 como consecuencia de la colmatación del embalse (taludes de entre 2 y 4 m), la confluencia de un gran número de afluentes también controlados y la ocupación de la llanura, en algunos casos, con el beneplácito de la administración. Por el contrario aguas abajo de Alcalá del Río, las labores de dragado para mantener la navegabilidad hasta el puerto de Sevilla continúan favoreciendo la incisión (taludes de entre 9 y 10 m) que facilita la evacuación hídrica de las avenidas y acrecienta la presión antrópica sobre el espacio libre de la llanura de inundación.

5. CAMBIOS EN EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DEL GUADALQUIVIR EN SU TRAMO BAJO

La alteración del comportamiento hidrológico del río Guadalquivir en su Tramo Bajo ya fue puesta de manifiesto por VANNEY en los años 70, al comprobar en el estudio del régimen un desplazamiento de varios meses de los máximos hidrológicos respecto a los de precipitación; y que atribuyó a las actuaciones hidráulicas que desde los años cuarenta se estaban acometiendo en la cuenca. Este hecho unido a que desde entonces y hasta la actualidad se haya cuadruplicado la capacidad de embalse de la cuenca, nos lleva a pensar que la continuidad en la alteración del sistema fluvial del Guadalquivir ha debido manifestarse en su comportamiento hidrogeomorfológico. Por ello, nos proponemos analizar el comportamiento hidrológico del río Guadalquivir desde mediados del siglo XX; no sólo en lo que respecta a su régimen fluvial, como modelo teórico de comportamiento, sino también a su variabilidad interanual y crecidas fluviales. A tal objeto, y como ya expusimos en el capítulo correspondiente (*Vid.* 3.3.3.1.) hemos contado con dos fuentes de datos fundamentales. Por un lado, el Sistema de Información de Anuarios de Aforo (SIAA) del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, y por otro, el Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH), dependiente de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir.

5.1. EL ANÁLISIS DE LOS CAUDALES

En base a lo expuesto anteriormente, el estudio tanto de la variabilidad interanual como del régimen fluvial del río Guadalquivir se llevara a cabo a partir de los datos de caudales medios mensuales correspondientes a la estación de aforo de Alcalá del Río (1952-1994) y al embalse de Alcalá del Río (1974-2009), en ambos casos aportados por el SIAA; mientras que el análisis de las crecidas fluviales tendrá lugar a partir de los datos recogidos tanto por el SIAA, para la estación de aforo de Alcalá del Río (avenida de 1963) y el embalse de Alcalá del Río (avenida de 1996-1997), como por el SAIH para los embalses de Peñaflor (2001, 2003 y 2010-2011) y Alcalá del Río (2001, 2003 y

2010-2011). En este último caso, será posible analizar cómo se comportan las avenidas a lo largo del tramo objeto de estudio.

5.1.1. Consideraciones previas

En el SIAA, los datos están contrastados y corresponden a dos sistemas diferentes (Fig. 5.1): por un lado, a la estación de aforo de Alcalá del Río (5072), actualmente sin funcionamiento, para la serie comprendida entre los años 1952 y 1994; y por otro, al embalse de Alcalá del Río (5035), en funcionamiento, para la serie comprendida entre 1974 y 2009. En el SAIH, los datos son instantáneos, por lo que no están contrastados y corresponden a la estación del embalse de Alcalá del Río, que en este caso recibe la nomenclatura E-60. Este sistema, en funcionamiento desde el año 1999, aporta también datos diarios y niveles de altura de la lámina de agua, aguas abajo del embalse, medidos mediante radar. Si bien es cierto que no son datos contrastados, a través de ellos podremos inferir, en el río Guadalquivir, comportamientos hidrológicos más recientes.

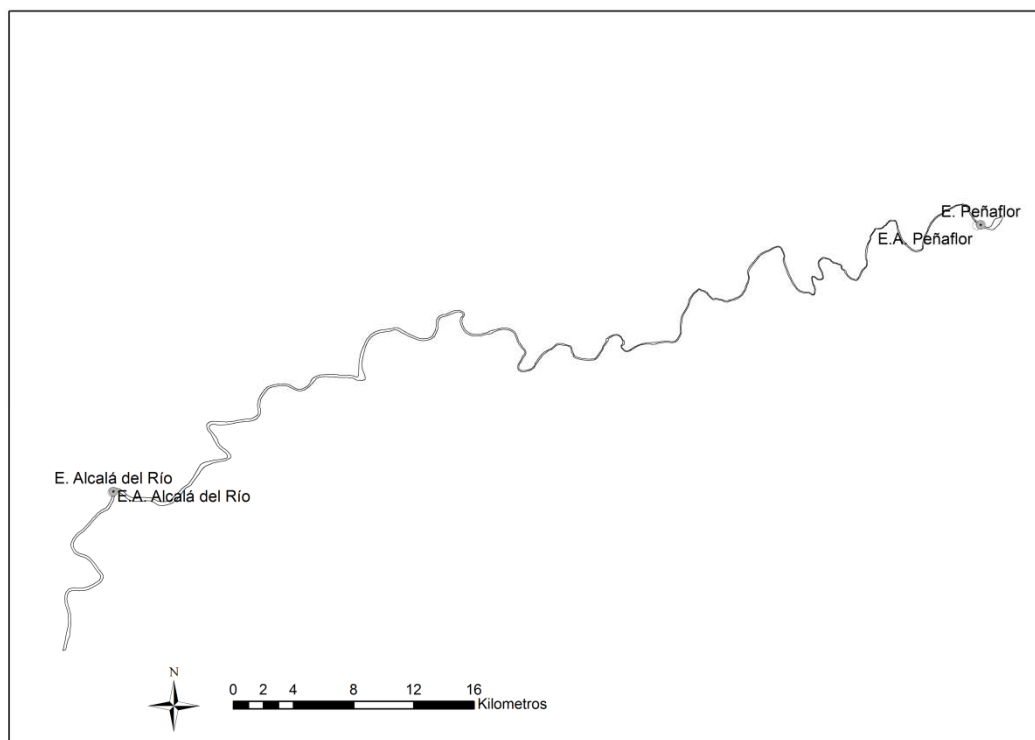


Figura 5.1: Localización de las estaciones de aforo y embalses de Alcalá del Río y Peñaflor. Las dos estaciones de aforo se encuentran dadas de baja en la actualidad.

Asimismo, y a pesar de que la estación de Alcalá del Río (aforo y embalse) refleja perfectamente el comportamiento hidrológico del Guadalquivir en su Tramo Bajo, por su ubicación a la salida del mismo (Fig. 5.1); hubiera sido deseable poder contar con series de caudal correspondientes al inicio de dicho tramo y poder así contrastar posibles cambios de comportamiento atribuibles a los colectores que confluyen en dicho transecto. Sin embargo, esto no ha sido del todo posible ya que, aunque se cuenta con la estación de aforo de Peñaflor (5006), en la actualidad sin funcionamiento, ésta sólo dispone de datos continuos para un periodo común que iría desde 1952 a 1966, en los que además se han identificado datos erróneos en los caudales medios mensuales. Sí será posible analizar la evolución del comportamiento en máximos hidrológicos al contar con los datos instantáneos del SAIH para el embalse de Peñaflor (E-53).

5.1.2. Los datos de aforo de Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)

En estos 43 años, el comportamiento hidrológico del río Guadalquivir se caracteriza por un caudal modular de $117,6 \text{ m}^3/\text{s}$ y una alta desviación típica de $111,9 \text{ m}^3/\text{s}$ para un intervalo de confianza del 95% (Cuadro 5.1). Con un caudal medio anual máximo en el año 1963 ($525,8 \text{ m}^3/\text{s}$) y un valor mínimo en el año 1994 ($6,9 \text{ m}^3/\text{s}$); el coeficiente de variación supera el 95%, dando una idea de la gran heterogeneidad que existe entre los valores de caudal.

Desde un punto de vista descriptivo (Cuadro 5.1 y Fig. 5.2) el conjunto de la variable caudal quedaría definida por un primer cuartil (25%) que integraría los valores de caudal inferiores a $44,6 \text{ m}^3/\text{s}$, un segundo cuartil, definido por la mediana, estimada en $77,4 \text{ m}^3/\text{s}$; y un tercer cuartil (75%) que integraría a todos los valores de caudal inferiores a $163,3 \text{ m}^3/\text{s}$. Asimismo, quedan representados por encima de 1,5 veces el rango intercuartílico los valores extremos, como son el correspondiente al año 1960 ($437 \text{ m}^3/\text{s}$) y al año 1963 ($525,8 \text{ m}^3/\text{s}$); éste último también considerado como valor atípico. Estos valores extremos estarían representado, como comprobaremos más adelante, años hidrológicamente muy húmedos en los que tuvieron lugar las avenidas más destacadas de la segunda mitad del siglo XX. Por último, el coeficiente de

curtosis superior a 4 indica que se trata de una distribución leptocurtica ($g_2 > 0$); esto es, más apuntada que la normal ($g_2 = 0$), por lo que muestra un elevadísimo grado de concentración alrededor de los valores centrales de la variable. Por tanto, la serie de caudales (1952-1994) correspondiente a la estación de aforo de Alcalá del Río no se distribuye conforme a una distribución normal, quedando ratificada asimismo por el test de Kolmogorov-Smirnov ($p = 0,028$).

Por otro lado, según el modelo de regresión lineal, la serie presenta una tendencia significativa, siendo la bondad del ajuste del 43% (índice de correlación); lo que infiere cierta dependencia o intencionalidad en el modelo de regresión, o lo que es lo mismo, que los caudales del río Guadalquivir en esa serie no se comportan de manera aleatoria. En este caso, la ecuación de la regresión nos define una tendencia caracterizada por una disminución de caudal de $- 3,87 \text{ m}^3/\text{s}$ al año para los 43 años considerados.

Asimismo, el índice de correlación serial (r_1) no cumpliría que $r_1 = 0,466 < 0,227$ para un nivel de confianza del 95%, por lo que estaría definiendo la existencia de correlación entre los datos, o lo que es lo mismo, que el comportamiento del caudal, en un año determinado, depende de su comportamiento en años anteriores. De la misma manera, se pone de manifiesto la no homogeneidad de la serie mediante los test no paramétricos de Von Neumann, Spearman o Mann-Kendall (Cuadro 5.1), rechazándose en todos los casos la hipótesis nula en la que los datos de caudal de la serie de Alcalá del Río son independientes e idénticamente distribuidos y por lo tanto aleatorios.

**Características estadísticas de la serie
E.A. Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)**

Length of the Series : 43
 Arithmetic Mean : 117.6070
 Standard Deviation : 111.9091
 Variance : 12523.6378
 Coefficient of Variance: 95.16%
 Coefficient of Skew : 1.9269
 Coefficient of Kurtosis : 4.1136
 Maximal Value : 525.8 (Year: 1963)
 Minimal Value : 6.9 (Year: 1994)
 1st Quartile (25%) : 44.6
 Median : 77.4
 3rd Quartile (75%) : 163.3
 Extremes : 1960 (437.0), 1963 (525.8),
 Outliers : 1963 (525.8),
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.223 (p=0.028, out)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): $y = 202.7532 - 3.8703 \cdot x$
 T-test for Coefficient b1 : $T = -3.087 >? -2.019$ (95%)
 : (SIGNIFICANT)
 Trend /10 years: -38.703 (out)
 Index of Determination (Correlation): 0.1886 (0.4343)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : $9925.6130 + 2306.7774 = 12232.3904$
 :
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : $r1 = 0.466 <? r1(Tg_{95\%}) = 0.227$ (out)
 Von Neumann Ratio V :
 : $V = 1.080 >? V(Tg_{95\%}) = 1.546$ (out)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : $rs = -0.529, t = -3.990 <? T_{krit_97.5\%} = 2.019$ (out)
 : Degrees of Freedom: 41
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : $t = -0.373 <? T_{krit_95\%} = 0.207$ (out)
 :
 Confidence Intervals 95% :
 Arithm. Mean: (84.158 , 151.056)
 Standard Dev.: (92.074 , 142.281)
 :
 (Source: Like, 1983) AnClim (v5.025)

Cuadro 5.1: Parámetros estadísticos de la serie de caudales (m³/s) de la estación de aforo de Alcalá del Río, 5072 (1951-1994)

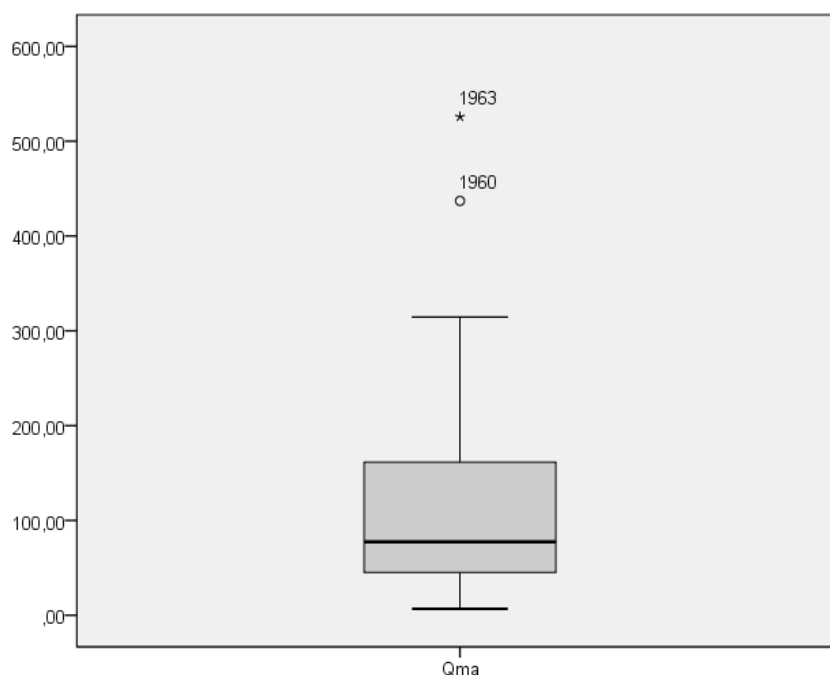


Figura 5.2. Representación de la serie de caudal (m^3/s), de la estación de aforo de Alcalá del Río, 5072(1951-1994). En ella queda reflejada la asimetría en la distribución de los datos, así como la identificación de los valores extremos (caudal de 1960 y 1963) y valores atípicos u *outliers* (caudal de 1963)

5.1.3. Los datos de desembalse de Alcalá del Río, 5035 (1976-2009)

En este caso, la serie de caudal correspondiente al desembalsado total del embalse de Alcalá del Río (5035), activo hasta la actualidad aunque con datos contrastados sólo hasta el 2009, cuenta con un total de 34 años (Cuadro 5.2). Con un valor de caudal modular de la serie de $73,4 \text{ m}^3/\text{s}$ y una desviación típica de $69,2 \text{ m}^3/\text{s}$, para un intervalo de confianza del 95%; el valor máximo se identifica en el año 1997 ($284,7 \text{ m}^3/\text{s}$), considerado también valor atípico u *outlier*, mientras que el valor mínimo de la serie sigue manteniéndose en el año 1994 ($6,8 \text{ m}^3/\text{s}$). Este contraste interanual queda reflejado en un alto coeficiente de variación de 94,3%, que si bien es sensiblemente inferior al del periodo anterior, sigue mostrando una alta heterogeneidad entre los valores de caudal de la serie.

La distribución estadística de los datos quedaría definida por un primer cuartil que integra los valores inferiores a $27,1 \text{ m}^3/\text{s}$ y un tercer cuartil cuyo límite está

en 86,8 m³/s; siendo el valor de la mediana 48,3 m³/s (Cuadro 5.2 y Fig. 5.3.). Por encima de 1,5 el valor intercuartílico, donde se integran los valores máximos de caudal, estarían representados los datos correspondientes a los valores extremos de la serie, como son los correspondientes a los años 1979 (258,1 m³/s), 1996 (220,2 m³/s) y 1997 (284,7 m³/s); considerado este último un valor atípico en la medida en la que se detecta un residuo muy grande en relación con la distribución de los residuos de la serie (Fig. 5.4). Recordemos que los residuos son considerados como la diferencia entre los valores observados y los valores que predecimos a partir de una recta de regresión. Por ello, un residuo que se aleje mucho del valor “0” se corresponde potencialmente con una observación atípica (*Vid.* 3.3.3.2). En esta ocasión, es el valor de caudal medio anual correspondiente al año 1997 el que presenta un mayor residuo y por lo tanto, debe ser considerado como valor atípico.

En esta serie, el coeficiente de curtosis de 2,7, si bien sigue reflejando una distribución de los datos de tipo leptocurtica, manifiesta una curva bastante menos apuntada que la anterior, por lo que se aproximaría más a una distribución normal, tal y como indica la bondad del ajuste mediante el test de Kolmogorov-Smirnov ($p = 0,085$).

En cuanto al modelo de regresión, este muestra una regresión no significativa para un coeficiente de correlación de 0,18, lo que indica que no existe, a priori, dependencia alguna en la tendencia y por tanto, esta podría obedecer a parámetros estrictamente hidrológicos. A partir de su ecuación, el modelo estima una disminución de caudal en la serie de -1,3 m³/s al año, siendo considerada esta de -13,4 m³/s para un periodo de diez años.

Por otro lado y pese a que el índice de correlación serial (r_1) rechaza la hipótesis de no autocorrelación en la serie, al no cumplirse que $r_1 = 0,419 < ? = 0,252$ para un intervalo de confianza del 95%, lo que indicaría cierta correlación y dependencia entre los datos de la serie; los test no paramétricos de homogeneidad de Spearman y Mann-Kendall sí aceptan la hipótesis de aleatoriedad de la serie, para un límite de confianza del 95%.

**Características estadísticas de la serie
E.A. Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)**

Length of the Series : 34
 Arithmetic Mean : 73.4326
 Standard Deviation : 69.2772
 Variance : 4799.3271
 Coefficient of Variance: 94.34%
 Coefficient of Skew : 1.7888
 Coefficient of Kurtosis : 2.7800
 Maximal Value : 284.7 (Year: 1997)
 Minimal Value : 6.8 (Year: 1994)
 1st Quartile (25%) : 27.1
 Median : 48.3
 3rd Quartile (75%) : 86.8
 Extremes : 1979 (258.1), 1996 (220.2), 1997 (284.7),
 Outliers : 1997 (284.7),
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.216 (p=0.085, O.K.)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): y = 96.4413 -1.3148*x
 T-test for Coefficient b1 : T=-1.089 >? --2.036 (95%)
 : (NON significant)
 Trend /10 years: -13.148
 Index of Determination (Correlation): 0.0357 (0.1890)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : 4491.7876+166.3828=4658.1704
 :
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : r1 = 0.419 <? r1(Tg_95%) = 0.252 (out)
 Von Neumann Ratio V :
 : V = 1.194 >? V(Tg_95%) = 1.497 (out)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : rs = -0.271, t = -1.590 <? Tkrit_97.5% = 2.036 (O.K.)
 : Degrees of Freedom: 32
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : t = -0.184 <? Tkrit_95% = 0.236 (O.K.)
 :
 Confidence Intervals 95% :
 Arithm. Mean: (50.146 , 96.719)
 Standard Dev.: (56.040 , 90.247)
 :
 (Source: Like, 1983) AnClim (v5.025)

Cuadro 5.2: Parámetros estadísticos de la serie de caudal (m³/s) del embalse de Alcalá del Río, 5035 (1976-2009)

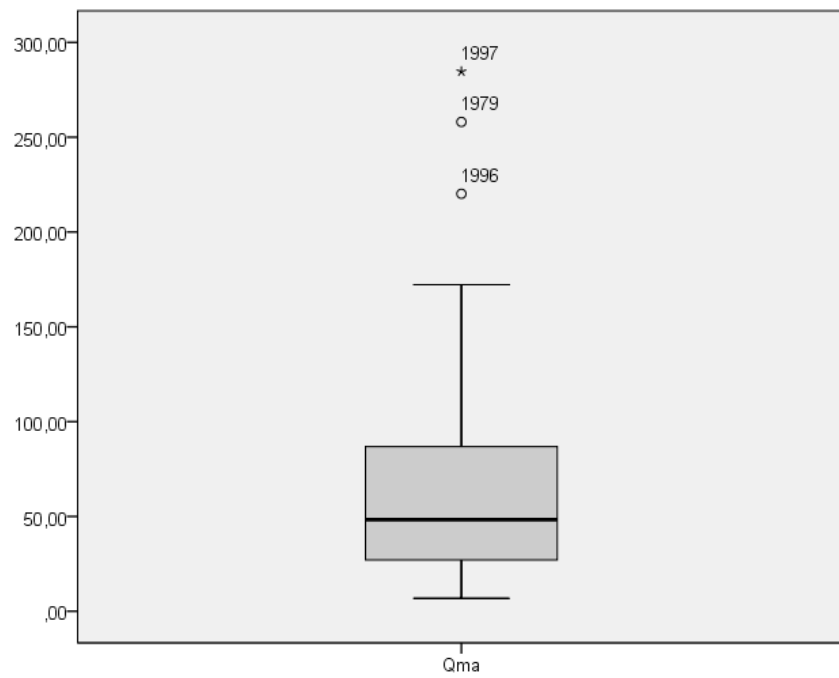


Figura 5.3: Representación de la serie de caudal (m^3/s) de desembalsado total del embalse de Alcalá del Río, 5035 (1976-2009). Obsérvese la asimetría negativa de la distribución así como los valores extremos (1979, 1996 y 1997) y valores atípicos u *outlier* (1997)

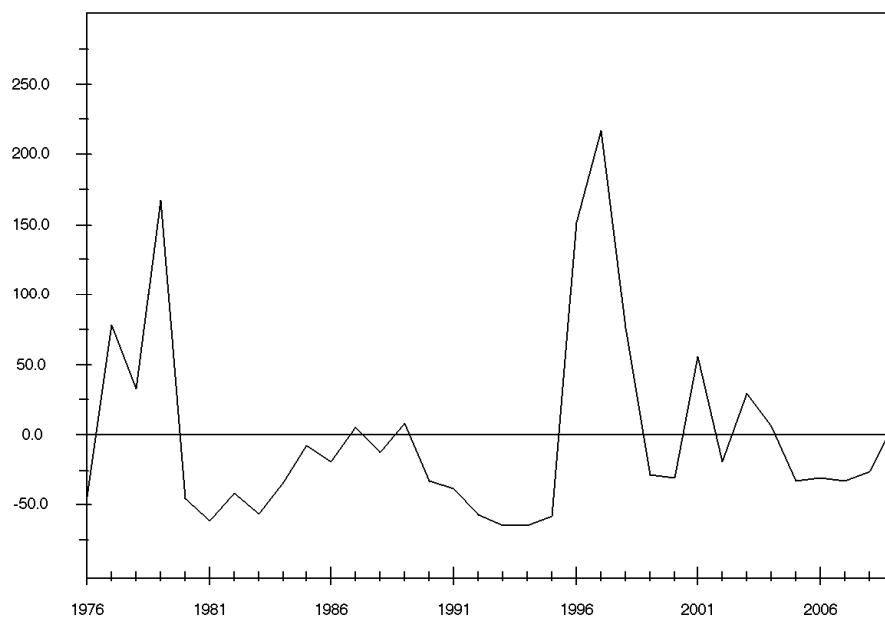


Figura 5.4: Representación de los residuos del modelo de regresión de la serie de desembalse total del embalse de Alcalá del Río, 5035 (1976-2009). En ella, el valor correspondiente a 1997 es el considerado como valor atípico u *outlier*

Por tanto, y a partir de los datos obtenidos tras el análisis de estos parámetros estadísticos podemos indicar que, la serie de desembalsado total correspondiente al embalse de Alcalá del Río (1976-2009) infiere un comportamiento del caudal de tipo aleatorio aún cuando existan reservas sobre la naturaleza de dicho comportamiento.

5.2. LA VARIABILIDAD INTERANUAL

El estudio de la variabilidad interanual mediante el análisis del valor estandarizado del caudal y el de la homogeneidad, es una primera aproximación, como ya indicamos en el apartado correspondiente (*Vid.* 3.3.3.3.), a la identificación de posibles rupturas en las series que pudieran reflejar alteraciones en el comportamiento del caudal vinculado a la actuación antrópica, especialmente a la construcción de embalses en la cuenca. Así pues y dado que algunos autores desconfían de cualquier aproximación que implique la asunción sobre normalidad de la serie a partir de test no paramétricos exclusivamente (AGUILAR *et al.*, 2002 *cfr.* SNEYERS, 2002); en este estudio utilizaremos también algunas de las técnicas absolutas de homogeneización más comunes en climatología como son el t de Student y el de Desviaciones Acumuladas (AGUILAR *et al.*, 2002). En este caso, recordemos que las técnicas consisten en la búsqueda de cambios en los estadísticos de la serie que indiquen rupturas en el comportamiento de la misma.

5.2.1. Análisis de valores estandarizados de caudal de aforo y desembalse

5.2.1.1. Datos de aforo en Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)

La propia observación del valor estandarizado del caudal de la serie 1952-1994 (Fig. 5.5), muestra una gran irregularidad interanual general, estimada en 76,2 y una variabilidad hidrológica definida por dos periodos bien diferenciados. El primero iría desde 1952 a 1970 y estaría caracterizado por una fluctuación del caudal entorno al valor modular de la serie, en un contexto hidrológicamente húmedo y donde destacan los valores considerados extremos estadísticamente, 1960 y 1963; en los cuales se alcanzan los valores

estandarizados más altos de toda la serie. Mientras que el segundo, desde 1971 a 1994, quedaría definido por una fluctuación del caudal en un contexto hidrológico más seco, a excepción del comportamiento del río a finales de la década de los setenta, en los que alcanza valores estandarizados superiores a 1. Además, en este segundo periodo se detectan tres momentos secos perfectamente individualizados al inicio de las décadas de los 70, 80 y 90; de los cuales el más extremo es el de la década de los 90 con valores estandarizados próximos a -1. Ello estaría en concordancia, por un lado, con el aumento de la variabilidad pluviométrica y la persistencia de los años secos (AGUILAR ALBA y PITA LÓPEZ, 1996); y por otro, con el incremento de la capacidad de regulación de la cuenca que, para comienzos de la década de los noventa ascendía a algo más de 5.000 hm³.

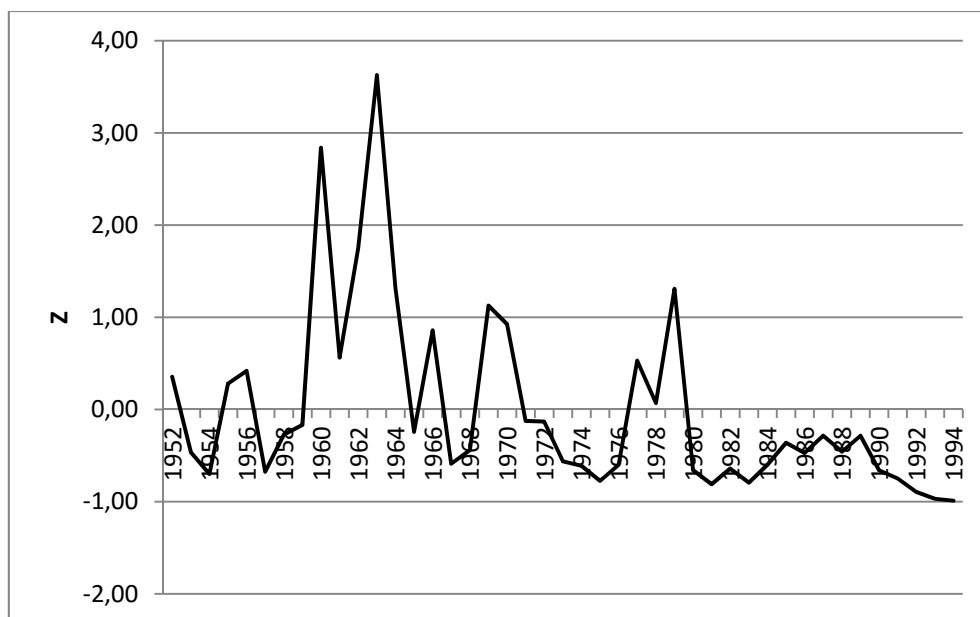


Figura 5.5: Valor estandarizado del caudal en Alcalá del Río (5072) para el periodo 1952-1994
 $[z = \left(\frac{Qa - Qm}{Q\sigma} \right)]$

En lo que respecta a la homogeneidad de la serie, la aplicación de las técnicas absolutas mediante el programa AnClim v5.025 revela una ruptura o inhomogeneidad en el año 1971 (Cuadro 5.3). En ambos casos, tanto a partir del test de Desviación Acumulada como del t de Student se identifica un estadístico que revela la ruptura de la serie para niveles de significación del 99

y 97,5% respectivamente. Esta inhomogeneidad en 1971 supone un cambio en la serie cuantificado en $-99,98 \text{ m}^3/\text{s}$ entre el periodo 1952-1971, anterior a la ruptura y un periodo de 20 años posterior a la misma, esto es, 1971-1991 (Fig. 5.6).

Test	Año ruptura	Estadístico	N. Confianza
Desviación Acumulada	1971	1,59	>99% (1,50 para N=40)
t Student	1971	3,65	>97,5% (2,02 para N=40)
Test	Año ruptura	Estadístico	N. Confianza
Desviación Acumulada	1980	1,21	<95% (1,22 para N=20)
t Student	1980	2,80	>97,5% (2,06 para N=25)

Cuadro 5.3: Rupturas de homogeneidad en la serie de Alcalá del Río (5072) para el periodo 1952-1994

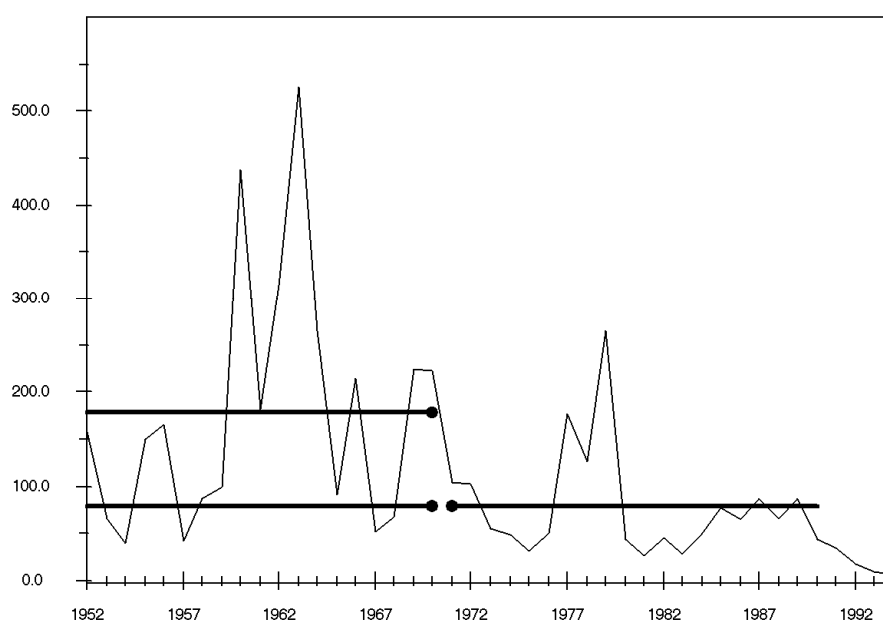


Figura 5.6: Identificación de la ruptura o inhomogeneidad (año 1971) en la serie de Alcalá del Río (5072) y estimación del cambio entre las dos series parciales ($-99,98 \text{ m}^3/\text{s}$)

La detección de esta ruptura pone de manifiesto lo que ya se exponía cuando analizábamos estadísticamente la serie y definíamos cierta dependencia en la tendencia del modelo de regresión. Esto es, la autocorrelación en los datos o la no aleatoriedad de los mismos manifestada por los test no paramétricos y que tras confirmarse de nuevo, apuntan hacia unas condiciones hidrológicas diferentes del río Guadalquivir a partir del año 1971. A este respecto, PITA

LÓPEZ (2001) destaca la intensidad de la sequía hidrológica de los años 70 que llegó a mínimos equivalentes a las posteriores de los 80 y 90, cuando, en realidad, la sequía pluviométrica que la generó fue prácticamente irrelevante. Sin duda, el hecho de ser la primera sequía registrada en la cuenca tras la década de los 60 (muy húmeda en lo pluviométrico e hidrológico), unido al incremento de la capacidad de regulación de la cuenca (construcción de 12 embalses más), debió influir sustancialmente provocando una sequía hidrológica inducida por el hombre y que explicaría el comportamiento hidrológico diferenciado del Guadalquivir a partir de esta fecha

Este hecho quedaría reflejado estadísticamente en una regresión lineal significativa, que pasa a no significativa cuando se descompone la serie en dos parciales, 1952-1970 y 1971-1994, a partir del año de ruptura (Cuadro 5.4). Es entonces cuando la variable se ajusta, en ambos casos, a una distribución normal según la bondad del ajuste que aporta el test de Kolmogorov-Smirnov. No obstante, hay diferencias entre ellas pues mientras en el periodo 1952-1970, la serie muestra rasgos de aleatoriedad en el comportamiento de los caudales (para una capacidad de agua embalsada $> 3.000 \text{ hm}^3$); en el segundo, 1971-1994 ($> 5.000 \text{ hm}^3$) se revela una autocorrelación entre los datos rechazando, los test no paramétricos, la aleatoriedad en el comportamiento interanual de los caudales.

Por tanto la ruptura de 1971 que marca un cambio en la tendencia de la serie, no hace otra cosa que dividirla en dos parciales constituidas por valores de caudal que se distribuyen de manera distinta, como hemos podido observar (Cuadro 5.4); y que obedecen a condiciones hidrológicas y antrópicas diferentes: la primera, de 1952 a 1970, más húmeda ($Q_m = 179 \text{ m}^3/\text{s}$) y en la que al final del periodo la capacidad de agua embalsada, aguas arriba de Alcalá del Río, supera en poco los 3.500 hm^3 ; y la segunda, más seca ($Q_m = 68,8 \text{ m}^3/\text{s}$) y con una cuenca que supera ya los 5.600 hm^3 de agua embalsada. En el primer caso, el incremento de agua embalsada con respecto al inicio del periodo es de $1.760,5 \text{ hm}^3$, mientras que el incremento durante el segundo periodo supone triplicar la capacidad inicial.

Subserie Alcalá del Río, 5072 (1952-1970)	
Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:	
: D= 0.156 (p=0.745, O.K.)	
Linear Regression Model (x=Time):	
(y=b0+b1*x): y = 123.5737+5.5626*x	
T-test for Coefficient b1 : T=0.994 <? 2.109 (95%)	
: (NON significant)	
Trend /10 years: 55.626	
Index of Determination (Correlation): 0.0549 (0.2343)	
Variance (Residuals+Estimates=Total) : 15976.1750+928.2861=16904.4611	
:	
Tests of Randomness (general):	
Serial Correlation Coefficient r1 :	
: r1 = 0.305 <? r1(Tg_95%) = 0.321 (O.K.)	
Von Neumann Ratio V :	
: V = 1.463 >? V(Tg_95%) = 1.357 (O.K.)	
:	
Test of Randomness (against Trend):	
Spearman Rank Statistic rs :	
: rs = 0.346, t = 1.519 <? Tkrit_97.5% = 2.109 (O.K.)	
: Degrees of Freedom: 17	
Mann-Kendall Rank Statistic :	
: t = 0.228 <? Tkrit_95% = 0.328 (O.K.)	

Subserie Alcalá del Río, 5072 (1971-1994)	
Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:	
: D= 0.176 (p=0.446, O.K.)	
Linear Regression Model (x=Time):	
(y=b0+b1*x): y = 6703.8725 -190.6840*x	
T-test for Coefficient b1 : T=-1.972 >? -2.073 (95%)	
: (NON significant)	
Trend /10 years: -1906.840	
Index of Determination (Correlation): 0.1503 (0.3876)	
Variance (Residuals+Estimates=Total) : 9852677.5492+1742268.0286=11594945.5778	
:	
Tests of Randomness (general):	
Serial Correlation Coefficient r1 :	
: r1 = 0.378 <? r1(Tg_95%) = 0.292 (out)	
Von Neumann Ratio V :	
: V = 1.256 >? V(Tg_95%) = 1.416 (out)	
:	
Test of Randomness (against Trend):	
Spearman Rank Statistic rs :	
: rs = -0.435, t = -2.265 <? Tkrit_97.5% = 2.073 (out)	
: Degrees of Freedom: 22	
Mann-Kendall Rank Statistic :	
: t = -0.312 <? Tkrit_95% = 0.286 (out) :	

Cuadro 5.4: Parámetros estadísticos de las series parciales 1952-1970 y 1971-1994 de la serie de Alcalá del Río (5072)

A su vez y dentro de este segundo periodo (1971-1994) más seco desde un punto de vista hidrológico, y en el que la capacidad de agua embalsada alcanza los 5.600 hm³, se identifica una segunda ruptura de homogeneidad en 1980. Esto supone un nuevo cambio de -60,85 m³/s entre el periodo 1971-1980 y 1981-1994, poniendo de manifiesto una alteración del comportamiento interanual del Guadalquivir hacia condiciones aún más extremas de estiaje prolongado en relación a las sequías hidrológicas de la década de los 80 y 90.

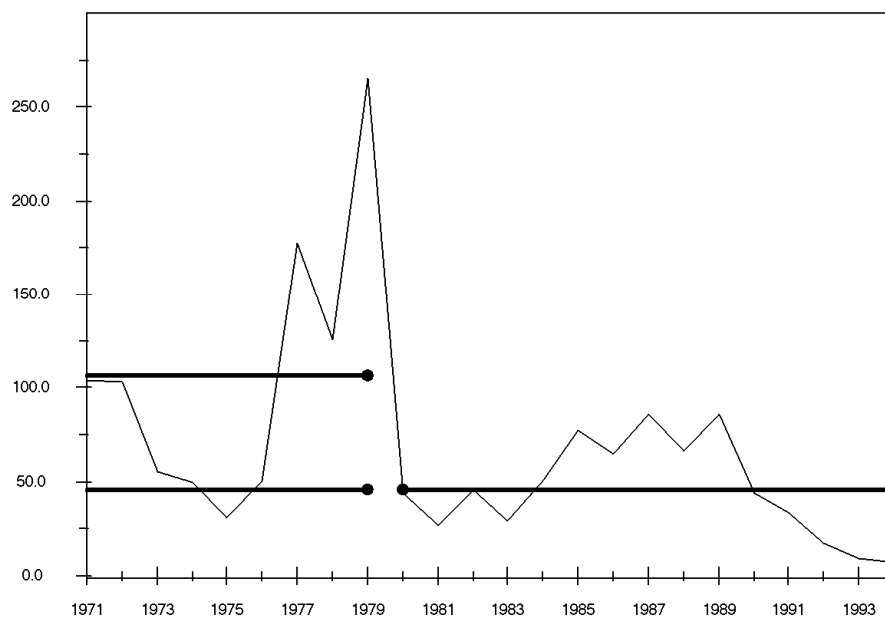


Figura 5.7: Identificación de la ruptura o inhomogeneidad (año 1980) en la serie de Alcalá del Río (5072) para el periodo 1971-1994 y estimación del cambio entre las dos series parciales (-62,85 m³/s)

5.2.1.2. Datos de desembalse en Alcalá del Río, 5035 (1976-2009)

Los valores estandarizados de caudal de la serie correspondiente al desembalsado total durante el periodo 1976-2009, identifica un menor coeficiente de irregularidad (41,8) que en la estación de aforo con el siguiente comportamiento interanual (Fig. 5.8): se observa la existencia de dos periodos húmedos desde un punto de vista hidrológico, correspondientes a la segunda mitad de la década de los 70 (1977 y 1979) y a la segunda mitad de la década de los 90, (1996 y 1997) con valores estandarizados entre 1,5 y 3

respectivamente. Entre ellos, un periodo más seco, en el que se identifican a su vez dos momentos de sequía hidrológica; uno a comienzo de la década de los 80 (1980-1985) y otro, más intenso, en el de la década de los 90 (1990-1995), tal y como se identificaba también en la serie de aforo. En este último periodo se reconoce el año 1994 como el año hidrológicamente más seco, no sólo de esta serie, sino de toda la segunda mitad del siglo XX. A estas dos sequías hidrológicas, le seguirá una tercera (2004-2009), algo más desplazada en el decenio que las anteriores y de menor intensidad que la de la década de los 90. Se trata de un nuevo episodio sensiblemente más extremo que el de la década de los 80, a pesar de que durante esos años se alcanzaron valores de precipitación (490 mm para el periodo 2004-2009) superiores a los de entonces (470 mm para el periodo 1980-1985), según datos aportados por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir para la serie histórica de la cuenca (1942-2011). Por último, se identifican dos periodos, de cuatro años cada uno, en los que se alternan años más húmedos con otros más secos. El primero en la segunda mitad de la década de los 80 (1985-1988) de poca consideración, y el segundo a comienzos del siglo XXI (2000-2003).

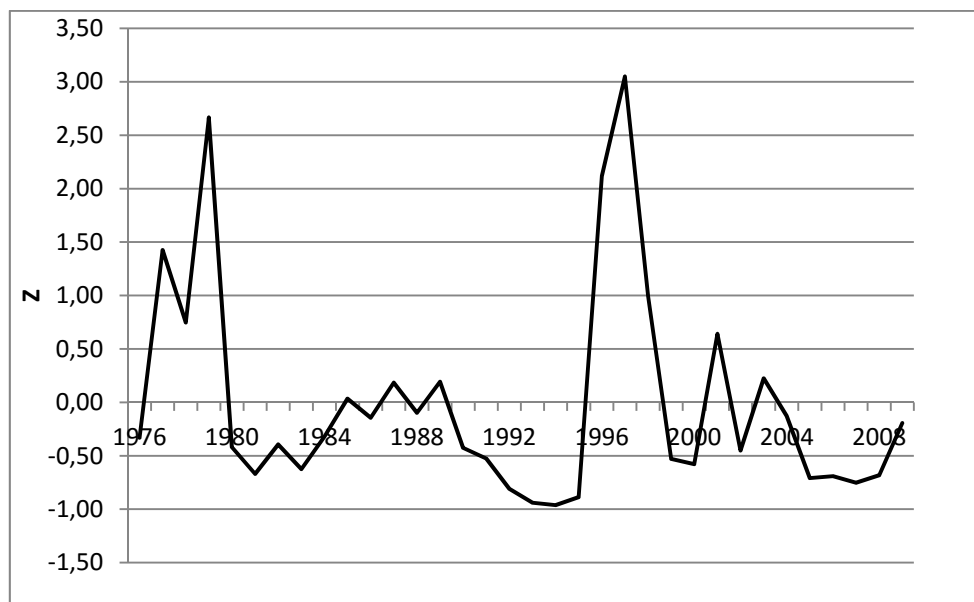


Figura 5.8: Valor estandarizado de caudal de la serie desembalsado total del embalse de Alcalá del Río (5035) para el periodo 1976-2009 $[z = \left(\frac{Qa - Qm}{Q\sigma} \right)]$

Por su parte, las técnicas absolutas de homogeneidad aportan para la serie de desembalsado total de la presa de Alcalá del Río, una primera ruptura en el año 1980 (Cuadro 5.5), coincidiendo así con la ruptura secundaria detectada en la serie de aforo; y una segunda en el año 1996, en la serie parcial (1980-2009) definida a partir de la primera ruptura. Este hecho podría, *a priori*, desestimar los rasgos de aleatoriedad de la variable definidos por los test no paramétricos para la serie correspondiente a 1976-2009.

(A)Test	Año ruptura	Estadístico	N. Confianza
Desviación Acumulada	1980	0,77	<90% (1,12 para N=30)
T Student's	1980	2,59	>97,5% (2,06 para N=25)
(B)Test	Año ruptura	Estadístico	N. Confianza
Desviación Acumulada	1996	0,914	<90% (1,46 para N=30)
T Student's	1996	1,91	<97,5% (2,02 para N=25)

Cuadro 5.5: Ruptura de la homogeneidad de la serie desembalsado total del embalse de Alcalá del Río (5035) para el periodo 1976-2009 (A) y el periodo 1980-2009 (B)

En el primer caso (Fig. 5.9), el valor estimado de cambio, entre las dos series parciales, esto es, entre 1976-1979 y 1980-2000 (veinte años) es de -82,12 m³/s. Dicha ruptura queda identificada por un estadístico que si bien no superaría el valor crítico del estadístico para un nivel de confianza del 90% en el test de Desviación Acumulada, sí que lo haría ligeramente por encima del valor crítico del estadístico correspondiente a un nivel de confianza del 97,5% en el test de t de Student. En este caso, la inhomogeneidad de 1980 rompe con los años húmedos de la segunda mitad de la década de los 70, hacia un periodo seco. A nivel hidrológico, el comienzo de la década de los 80 mantiene valores similares a la de los años setenta, aún cuando la sequía pluviométrica de estos años es más acusada que la anterior (PITA LÓPEZ, 2001).

En el segundo caso, el valor estimado de cambio entre los caudales correspondientes a los años 1981-1995 y 1996-2009 (Fig. 5.10) es de 40,91 m³/s. Dicha ruptura queda identificada por un estadístico inferior al valor crítico que se obtiene para un nivel de confianza del 90% en el test de Desviación Acumulada y del 97,5% para el de t de Student. De esta manera, el año 1996

supone la interrupción del periodo seco de la década de los 80 y 90 y el comienzo de otro (14 años), ligeramente más húmedo.

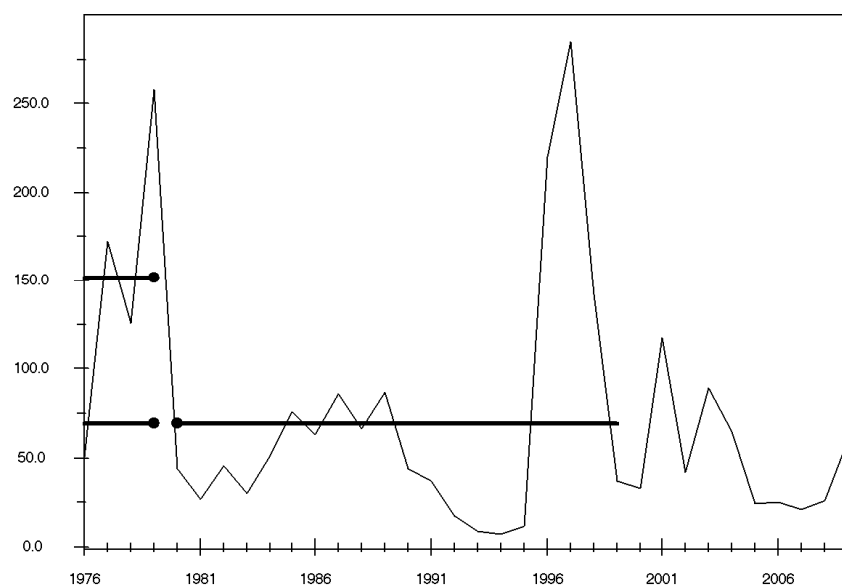


Figura 5.9: Identificación de la ruptura o inhomogeneidad (año 1980) en la serie de desembalse total del embalse de Alcalá del Río (5035) y estimación del cambio entre las dos series parciales ($-82,12 \text{ m}^3/\text{s}$)

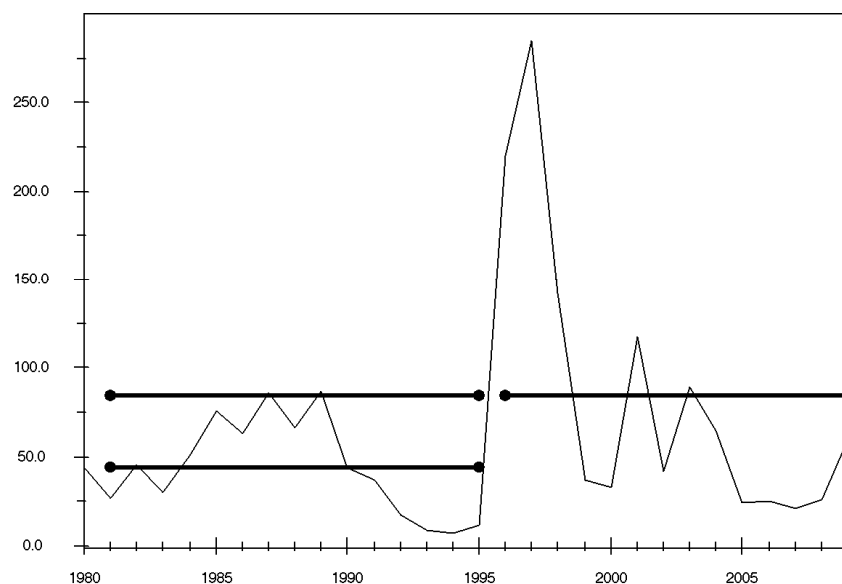


Figura 5.10: Identificación de la ruptura o inhomogeneidad (año 1996) en la serie parcial (1980-2009) de desembalse total del embalse de Alcalá del Río (5035) y estimación del cambio entre las dos series parciales ($40,93 \text{ m}^3/\text{s}$)

A nivel de regulación, el inicio la década de los 80 en que la cuenca contaba con una capacidad de agua embalsada de algo más de 4.200 hm³, hasta el año 2009 en el que finaliza la serie, el incremento fue de más de 2.500 hm³.

Esta ruptura de 1996 define una nueva serie parcial de catorce años, 1996-2009, caracterizada fundamentalmente por la intencionalidad existente en el comportamiento interanual del caudal del Guadalquivir, reflejado en un modelo de regresión significativo, autocorrelación entre los datos de la serie y no aleatoriedad según los test no paramétricos de Von Neumann, Spearman y Mann-Kendall (Cuadro 5.6).

Subserie Alcalá del Río, 5035 (1996-2009)	
Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:	
: D= 0.242 (p=0.385, O.K.)	
:	
Linear Regression Model (x=Time):	
(y=b0+b1*x): y = 187.8547 -13.7339*x	
T-test for Coefficient b1 : T=-3.494 >? --2.178 (95%)	
: (SIGNIFICANT)	
Trend /10 years: -137.339 (out)	
Index of Determination (Correlation): 0.5042 (0.7101)	
Variance (Residuals+Estimates=Total) : 3013.5862+3065.0609=6078.6472	
:	
Tests of Randomness (general):	
Serial Correlation Coefficient r1 :	
: r1 = 0.658 <? r1(Tg_95%) = 0.361 (out)	
Von Neumann Ratio V :	
: V = 0.684 >? V(Tg_95%) = 1.277 (out)	
:	
Test of Randomness (against Trend):	
Spearman Rank Statistic rs :	
: rs = -0.688, t = -3.283 <? Tkrit_97.5% = 2.178 (out)	
: Degrees of Freedom: 12	
Mann-Kendall Rank Statistic :	
: t = -0.516 <? Tkrit_95% = 0.393 (out)	
:	
(Source: Like, 1983) AnClim (v5.025)	

Cuadro 5.6: Parámetros estadísticos de la serie parcial 1996-2009 de caudales en el aforo de Alcalá del Río (5072)

5.2.2. Cambios y alteraciones en la variabilidad interanual

Para un estudio integrado del comportamiento hidrológico del río Guadalquivir en Alcalá del Río, para la segunda mitad del siglo XX y comienzos del siglo XXI, así como para la detección de posibles alteraciones en su comportamiento interanual; hubiera sido necesaria una única serie de mayor longitud y que respondiera a un mismo criterio en la medición de los datos de caudal. La obtención de esta única serie de mayor longitud es prácticamente imposible, estadísticamente, si tenemos en cuenta que una de las series con las que contamos se obtiene directamente del río (aforo) y la otra (desembalse total) la genera la propia gestión del embalse de Alcalá del Río. Sin embargo, si la estación de aforo de Alcalá del Río mantuviera su funcionalidad, cabría esperar que aforase el caudal que desembalsara la presa de Alcalá. Así se pone de manifiesto en la relación de dependencia que infiere la regresión (Fig. 5.11) para el periodo común de 18 años (1976- 1994) entre ambas series. La bondad del ajuste queda definida por un coeficiente de correlación y de determinación del 99,9%, para un límite de confianza del 95%. Podría quedar fuera de este límite de confianza el año 1991, tal y como evidencia la representación de los residuos de la regresión, al quedar 3 puntos por debajo del valor 0 (Fig. 5.12).

A pesar de ello y considerando poco apropiado, desde un punto de vista estadístico, la obtención de los 15 datos de caudal que faltan en el aforo 5072, para completar la serie de Alcalá del Río (1952-2009); sí nos atrevemos a definir de manera global el comportamiento del río Guadalquivir para el periodo 1952-2009, basándonos en la dependencia que se ha evidenciado en la regresión lineal de los datos.

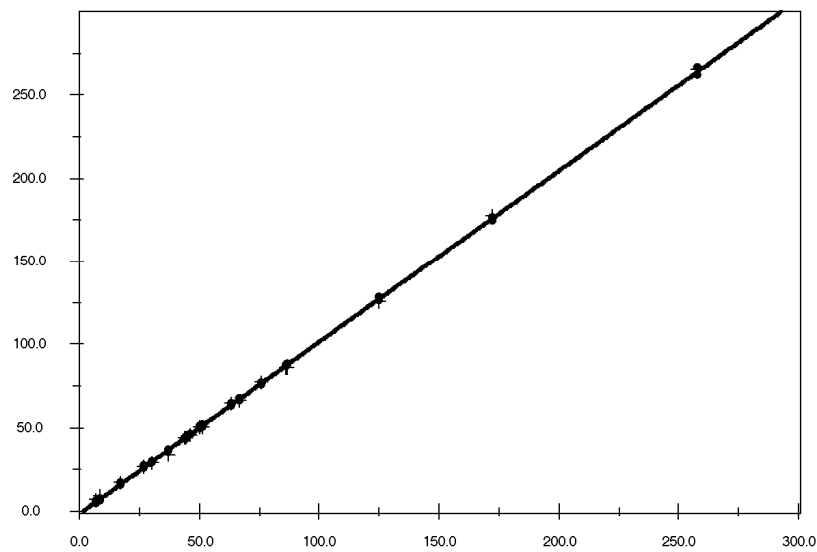


Figura 5.11: Regresión lineal de los valores de caudal (m^3/s) en el periodo 1976-1994 entre la estación de aforo (5072) y el embalse de Alcalá del Río (5035)

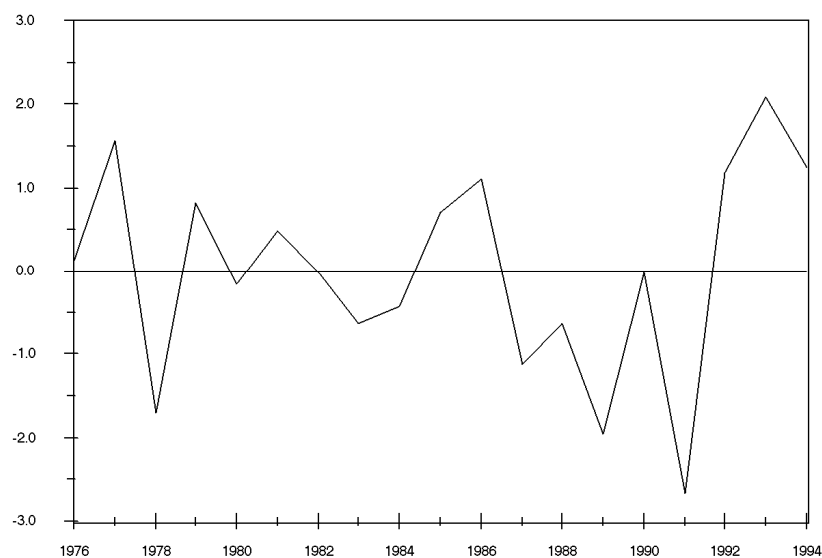


Figura 5.12: Representación de los residuos de la regresión lineal entre la serie 5035 y 5072 para el periodo 1976-1994

En base a ello y teniendo en cuenta lo visto hasta el momento, podemos decir que el comportamiento hidrológico interanual del río Guadalquivir entre 1952 y 2009 ha presentado los cambios y alteraciones que se expresan a continuación.

5.2.2.1. El cambio hidrológico de inicio de los años setenta

La primera ruptura en el comportamiento hidrológico interanual se manifiesta en el año 1971 (Fig. 5.13), para cuando la cuenca contaba con una capacidad de embalse de entorno a 3.500 hm³. Hasta entonces, el río Guadalquivir tenía un módulo de 179 m³/s, un coeficiente de irregularidad interanual de 10 y su variabilidad interanual mostraba un comportamiento aleatorio, propio de un sistema que obedece al comportamiento natural de las variables que lo integran. Identificados como valores extremos los caudales medios anuales de los años 1960 y 1963, éstos corresponden, a nivel climático, con los dos años más húmedos que se registran en la serie histórica, para precipitaciones medias anuales de la cuenca del Guadalquivir (C.H.G., 2011).

A partir de entonces y hasta el año 1994, el Guadalquivir pasa a tener un módulo de 68,8 m³/s, un coeficiente de irregularidad interanual de 69 y su comportamiento interanual advierte rasgos claros de autocorrelación y no aleatoriedad. Se detecta una tendencia clara a la disminución del caudal a lo largo del periodo que responde, por un lado, al incremento de los periodos secos a partir de la segunda mitad del siglo XX (AGUILAR y PITA, 1996) y por otro, al incremento de la capacidad de agua embalsada, que para 1994 ascendía a los 5.600 hm³. Son estos hechos los que explican la naturaleza de las sequías hidrológicas que el Guadalquivir ha experimentado a partir de la segunda mitad del siglo XX. A este respecto, PITA LÓPEZ (2001) destaca la intensidad de la sequía hidrológica de los años 70 que llegó a mínimos equivalentes a la de los 80 cuando en realidad la sequía pluviométrica que la generó fue prácticamente irrelevante. Junto a ello, destacamos también la sequía hidrológica de los 90, mucho más intensa y prolongada que la de los 80, para valores de precipitación similares (Fig. 5.13), o posteriormente, la correspondiente al inicio del 2000, también más extrema que la de los 80, para valores de precipitación superiores a los de esta.

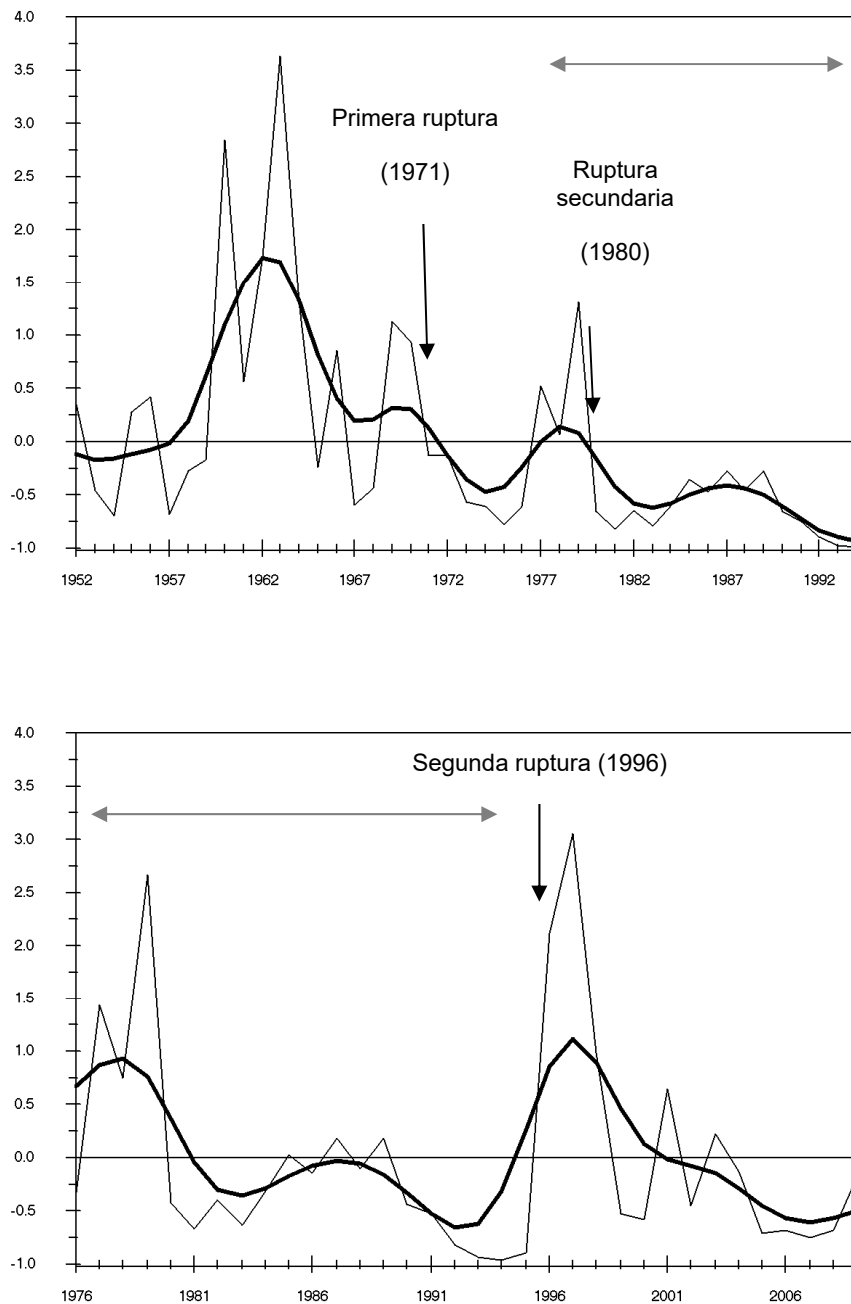


Figura 5.13: Cambios y alteraciones en la variabilidad interanual del río Guadalquivir a partir de las series de aforo (5072) y desembalse (5035). Ambas series se encuentran suavizadas mediante el filtro de Gauss de paso bajo (se suavizan mucho más los valores máximos respecto a los mínimos). El periodo común (1976-1994) queda identificado por la flecha \longleftrightarrow

Esta secuencia de sequías hidrológicas más o menos prolongadas a partir de la década de los setenta, asociadas al incremento de regulación de la cuenca es lo que determina una ruptura secundaria de homogeneidad en el año 1980,

que daría paso a condiciones hidrológicas aún más secas, y que conlleva una disminución del caudal modular en el Guadalquivir hasta los 46,02 m³/s. Por tanto, entendemos que la ruptura en el caudal modular del río correspondiente a 1971 estaría relacionada con el paso de unas condiciones hidrológicas más húmedas y naturales, a otras más secas y de mayor antropización de la cuenca. Mientras que la nueva reducción de caudal medio correspondiente a 1980 refleja condiciones de sequía hidrológica aún más extremas en el Guadalquivir, de lo que se venía registrando.

5.2.2.2. El nuevo ciclo húmedo de la segunda mitad de los noventa y la capacidad de regulación

La segunda ruptura que supone un cambio en el comportamiento hidrológico del Guadalquivir es la identificada en el año 1996. Esta ruptura supone un incremento de caudal respecto al periodo anterior, 1981-1995, de algo más de 40 m³/s; o lo que es lo mismo un módulo para el Guadalquivir de algo más de 80 m³/s y un coeficiente de irregularidad interanual de 86 para el periodo 1996-2009. Desde un punto de vista estadístico, la serie 1996-2009 presenta una clara dependencia en la tendencia que describen sus datos, con autocorrelación serial y no aleatoriedad, por lo que existe una clara intencionalidad en el comportamiento hidrológico interanual del Guadalquivir. Recordemos que para el final del periodo la capacidad de agua embalsada de la cuenca superaba los 6700 hm³.

Asimismo, la consideración de valor *outlier* o atípico del caudal medio anual correspondiente a 1997, no parece ser, *a priori*, de índole climática; a juzgar por el valor de precipitación que le corresponde en la serie histórica, aportada por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. De esta manera, tras experimentar una de las sequías meteorológicas más intensas de la segunda mitad del siglo XX (PITA LÓPEZ, 2001), las primeras lluvias de 1995-1996, las más abundantes desde la década de los setenta (Fig. 5.14), no tienen manifestación hidrológica en el río al quedar el caudal retenido en los embalses de la cuenca, lo que explica el mantenimiento en la situación de sequía

hidrológica en el río durante el año 1995 (Fig. 5.13), aunque las lluvias comienzan este otoño. Por el contrario, los embalses se revelan incapaces de retener el caudal generado por las precipitaciones de los años siguientes; generando de este modo un caudal medio anual atípico en el año 1997, que no corresponde con las máximas precipitaciones medias registradas en la cuenca ese año (Fig. 5.14) sino con los desembalses de seguridad producidos en la cuenca, aguas arriba de Alcalá del Río, tras la continuidad de las precipitaciones durante el otoño-invierno de 1996. En este caso, la ruptura de 1996 indicaría el paso de unas condiciones hidrológicas más secas a otras más húmedas, en un contexto de capacidad de embalse (6.700 hm^3) próximo al que VANNEY (1970) proponía para la total regulación de la cuenca del Guadalquivir (entre 8.000 y 9.000 hm^3). Pese a ello, la capacidad de agua embalsada para el momento fue insuficiente para retener los caudales generados por las precipitaciones de los años 1996 y 1997; teniendo lugar, en esta ocasión una de las crecidas más importantes de la segunda mitad del siglo XX. De ahí, la consideración del caudal medio anual de 1996 como valor extremo y el de 1997 como valor atípico o incluso erróneo.

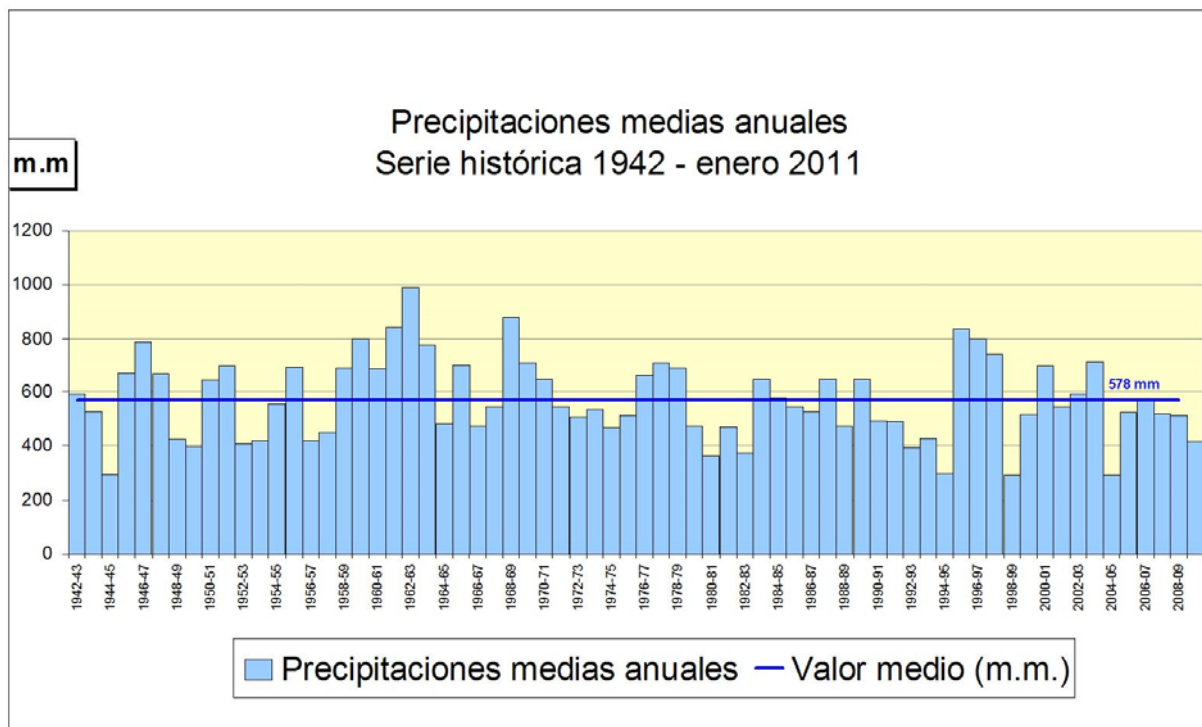


Figura 5.14: Precipitaciones medias anuales de la serie histórica 1942-2011 de la cuenca del Guadalquivir. Fuente: CHG, 2011

En definitiva, el río Guadalquivir en los 57 años estudiados ha disminuido su caudal modular de 180 m³/s a 80 m³/s, aumentado su coeficiente de irregularidad interanual de 10 a 79 y perdiendo la homogeneidad y aleatoriedad en su comportamiento interanual. A este respecto, y a expensas de estudios más específicos, podríamos indicar que el río pierde su comportamiento natural y por tanto la aleatoriedad hidrológica a partir de la década de los 70, cuando la capacidad de agua embalsada supera los 3.000 hm³. Por último, las rupturas de homogeneidad coinciden con momentos hidrológicos extremos manifestándose de esta manera el control de los embalses sobre los caudales.

5.2.3. Discusión y conclusiones

A la luz de esta investigación podemos concluir que la variabilidad interanual, en base a las series analizadas, muestra por un lado, la disminución significativa del caudal modular del río y el aumento de su irregularidad interanual; y por otro, la pérdida de aleatoriedad de su comportamiento. En cuanto a la disminución de caudal y la mayor irregularidad detectada, tenemos que indicar que no se trata de un hecho aislado para el bajo Guadalquivir, sino que se evidencia también en otros ríos del ámbito mediterráneo como es el caso de los ríos Ebro, Júcar y Segura, entre otros (FRUTOS et al., 2004; QUEREDA SALA et al., 2004; LÓPEZ BERMÚDEZ, 2004). No obstante, la cuestión sería discriminar entre si esta disminución significativa del caudal es resultado de la intervención antrópica en los sistemas fluviales de la Península o en cambio es consecuencia del cambio climático. En general, existe bastante acuerdo sobre los impactos que el cambio climático provocará en España: aumento de las temperaturas, reducción de las precipitaciones, incremento de la variabilidad interanual y de los fenómenos meteorológicos extremos (LÓPEZ BERMÚDEZ, 2004); a lo que habría que añadir las consideraciones sobre una reducción de recursos hídricos en la cuenca del Guadalquivir del 34% para 2060 esgrimidas por AYALA-CARCEDO (1996), o el descenso previsto de las precipitaciones del orden del 17% para las cuencas del sur de España (AYALA-CARCEDO e IGLESIAS, 2000).

Es evidente que la capacidad que tiene el hombre de alterar el paisaje natural no debe dejar en un segundo plano las variaciones climáticas que, al mismo tiempo, se producen durante el Cuaternario, Época Histórica e incluso en la actualidad. Se abre así, una larga polémica, aún no resuelta del todo, entre los partidarios de una u otra opción a la hora de explicar los cambios producidos. A esta polémica TRICART (1981) apuntaba algunas consideraciones a tener en cuenta a la hora de evaluar los efectos del cambio climático u antrópico. Así, mientras que las rupturas naturales resultan de fluctuaciones climáticas de larga duración (seculares en regiones particularmente sensibles a milenarias en las otras) y conlleva la modificación de un conjunto de elementos del medio físico-geográfico; las rupturas de equilibrio antrópicas son generalmente mucho más rápidas (años a decenas de años) y afectan al elemento del medio sobre el que se asienta la actividad humana. Todo ello, con una mayor o menor aceleración morfogenética según las características bioclimáticas de las regiones donde se desarrolle.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, la cuestión a plantear sería si reflejan las series históricas de registros una reducción del agua precipitada que pudiera explicar la disminución del caudal y por tanto ¿obedezcan a la acción de cambio climático? Según LÓPEZ BERMÚDEZ (2004), los análisis que se han efectuado de estas series largas en España (LÓPEZ BERMÚDEZ, 1971; FONT, 1988; MARTÍN VIDE, 1989; FERRERAS, 1995; ALMARZA et al., 1996, ABAURREA & CEBRIAN, 2001; GALÁN et al., 2002) ponen de manifiesto que no existe ni correlación serial, ni tendencia y que por tanto se puede considerar la precipitación anual como un fenómeno aleatorio con rachas húmedas y rachas secas (ALMARZA, 2000). No sería imputable, por tanto a la disminución de la precipitación, la disminución de los recursos hídricos superficiales que registra la cuenca del Segura. De la misma manera, QUEREDA SALA *et al.* (2004) determinan que la evolución secular de las precipitaciones en la cuenca del Júcar no acusa descenso alguno, lo que unido a que no se haya producido modificación alguna en el régimen pluviométrico, le permite afirmar que la reducción de los caudales no se debe a causas climáticas sino al aumento de la superficie regada, al aumento demográfico y al crecimiento industrial. Asimismo, en el caso de la cuenca del Ebro, la

disminución de caudal que aprecian a partir de la década de los setenta y especialmente en la década de los ochenta y noventa (FRUTOS *et al.*, 2004); si bien lo vinculan a la actuación del hombre, especialmente a la construcción de embalses, también lo hacen a factores naturales como es el descenso de las precipitaciones por las fluctuaciones normales que se producen a lo largo del tiempo (GARCÍA RUÍZ *et al.*, 2001).

En el caso de Andalucía, los trabajos más recientes con series históricas de precipitación no parece que reflejen tampoco ninguna tendencia en las series, aunque sí parecen mostrar significación estadística en la disminución de la precipitación en primavera (GARCÍA BARRÓN, 2007). Concretamente en la disminución de la precipitación del mes de marzo desde la década de los sesenta, aunque con un pequeño repunte en el año 2001 sin continuidad temporal (AGUILAR ALBA, 2007). Por tanto, y a expensas de trabajos más específicos tanto climáticos como hidrológicos en la cuenca del Guadalquivir, podríamos presuponer que la disminución del caudal detectada en el tramo bajo del mismo ($> 40\%$), así como el aumento de su coeficiente de irregularidad interanual en un 700% , se deben en el número de embalses (de 19 a 39) y en su mayor capacidad de agua embalsada (de 1.178 hm^3 a 7.404 hm^3) desde mediados del siglo XX.

En cuanto a la pérdida de aleatoriedad en el comportamiento interanual imputable a esta regulación, no hemos encontrado referencia alguna en otros ríos del ámbito mediterráneo. En este sentido, debemos aludir una vez más, al carácter aproximativo de este análisis estadístico que define como ruptura principal de la homogeneidad del Guadalquivir, el año 1971. La secuenciación de periodos secos climáticos unido al incremento de la mencionada regulación de la cuenca, serían los responsables de unas condiciones hidrológicas algo diferentes para el Guadalquivir a partir de la década de los setenta, con significación estadística y correlación seria. E incluso, llegando a identificarse sequias hidrológicas inducidas como interpretamos fueron la de la década de los setenta o la de comienzos de siglo XXI.

5.3. RÉGIMEN FLUVIAL

Como ya hemos tenido ocasión de introducir en su apartado correspondiente (*Vid. 2.1.1*), el estudio del régimen fluvial y sus posibles alteraciones se considera fundamental no sólo para la determinación del estado ecológico y morfohidrológico de los sistemas fluviales sino para la valoración de la calidad integral de los ríos.

En el caso del río Guadalquivir, el estudio de su régimen fluvial así como las alteraciones que ha podido experimentar conforme ha ido incrementándose la capacidad de agua embalsada en la cuenca, se lleva a cabo, del mismo modo que en el estudio de su variabilidad interanual. Esto es, a partir de las series correspondientes a la estación de aforo de Alcalá del Río (5072) y al desembalse total de la presa de dicha localidad (5035). De esta manera, se procede por un lado, a la definición global del régimen para cada una de las series registradas; y por otro, a la definición del mismo para aquellas series parciales que resultan de la identificación de las inhomogeneidades de 1970, 1980 y 1996 detectadas en el análisis de la variabilidad interanual del río Guadalquivir.

5.3.1. Análisis de los coeficientes de caudal

5.3.1.1. Datos de aforo en Alcalá del Río, 5072 (1952-1994)

El río Guadalquivir se caracteriza por un régimen pluvial subtropical (MASACHS, 1954), en el que se manifiesta un ritmo estacional Mediterráneo aunque con sequía estival acentuada. Con un caudal medio de $118 \text{ m}^3/\text{s}$, para la serie 1952-1994, el río presenta una fuerte irregularidad estacional, reflejada en un coeficiente de variabilidad intranual de 8,7. El comportamiento hidrológico que se deriva del estudio del régimen está caracterizado por mínimos de caudal en el periodo estival, siendo los meses de julio, agosto y septiembre, los más acusados ($C_{q\text{Julio}}$ de 0.27; $C_{q\text{Agosto}}$ 0.28; $C_{q\text{Septiembre}}$ de 0.28); y un solo máximo individualizado en el mes de febrero en el que se supera el coeficiente 2 (Fig. 5.15). Este comportamiento estacional difiere sensiblemente del definido por

MASACHS (1954), al concentrarse las aguas altas en un solo máximo y en un mes que no responde a la variabilidad natural de la precipitación. El hecho por el cual los valores máximos se concentran a finales de invierno y no durante el periodo de máxima precipitación, es decir, en otoño-invierno y finales de invierno e inicio de primavera refleja la existencia de un desplazamiento temporal de los caudales respecto a las precipitaciones. Ello, según VANNEY (1970), tuvo lugar como consecuencia de las actuaciones destinadas a la regulación del régimen del Guadalquivir a partir de los años 40. Así, se entiende que las escorrentías extremas se hayan desplazado a finales de invierno, a tenor del bajo nivel de los embalses de regulación tras el prolongado periodo estival; y que durante el mes de marzo el coeficiente supere ligeramente el coeficiente 2, puesto que los embalses retienen las primeras lluvias pero se revelan incapaces de controlar las precipitaciones abundantes y tardías. De igual modo, la retención en los embalses de los caudales originados por las primeras lluvias determina que el único periodo de estiaje localizado en julio y agosto se alargue a septiembre.

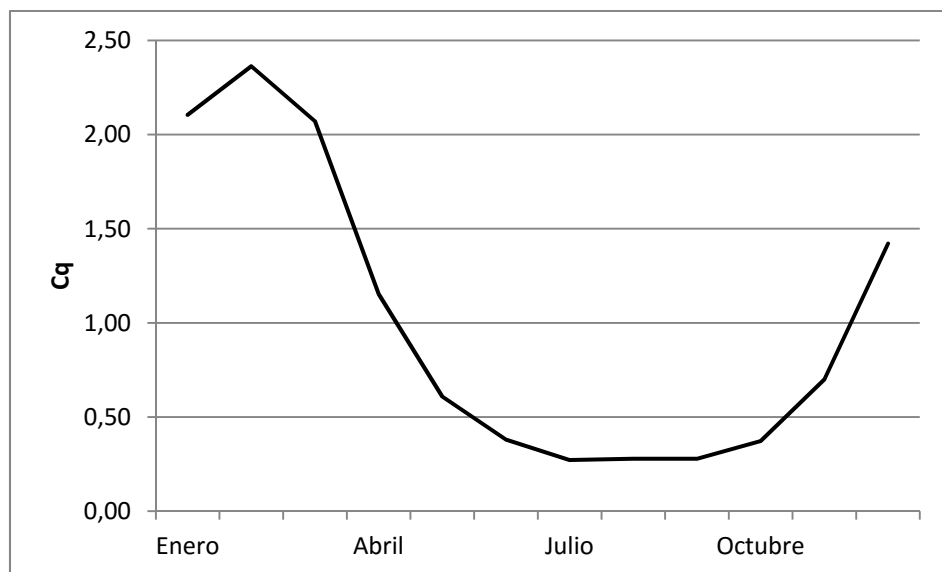


Figura 5.15: Régimen fluvial del Guadalquivir en Alcalá del Río, 5072 (1952-1994). Fuente: SIAA

Sin embargo, la representación del régimen fluvial para el periodo 1952-1994 no refleja los matices que incorpora la concatenación de los aspectos ya considerados. Nos referimos a la alternancia de años muy húmedos y años

muy secos; pero sobre todo, al incremento de la capacidad de regulación de la cuenca, que para el comienzo de la década de los noventa ascendía a 5.600 hm³. De ahí que consideremos necesario descomponer la serie, también en el estudio del régimen, a partir de las inhomogeneidades o rupturas detectadas en los años 1971 y 1980 en el comportamiento interanual de la serie de Alcalá del Río (5072). Con ello, tendríamos tres series parciales con características hidrológicas y antrópicas diferentes, como hemos tenido ocasión de analizar en el apartado anterior: una de 1952 a 1970, más húmeda y con una capacidad de embalse de 3.500 hm³; otra de 1970 a 1994 más seca, y en la que la capacidad de agua embalsada asciende a 5.600 hm³; y la última, 1980-1994, que quedaría integrada en la anterior, pero en la que se detectan características hidrológicas más extremas.

De esta manera, para la serie 1952-1970 (Fig. 5.16) el Guadalquivir se caracteriza por un caudal modular de 179 m³/s y un coeficiente de irregularidad intranual de 11,6. Su modelo de comportamiento se define por un periodo de aguas altas, desde diciembre a abril, en el que se identifica un máximo individualizado con dos puntas, una a finales de invierno ($C_{q\text{Enero}}$ de 2,28) y otra al inicio de la primavera ($C_{q\text{Marzo}}$ de 2,34), ambas separadas por una pequeña inflexión en febrero; y un periodo de aguas bajas desde mayo a noviembre, con mínimos en el periodo estival, siendo los meses más acusados julio y agosto (C_q de 0.20).

Por otro lado, para la serie 1971-1994 (Fig. 5.16), el Guadalquivir presenta un caudal modular de 68,8 m³/s y una variabilidad intermensual de 6,5. El modelo de comportamiento que adquiere el río muestra signos más que evidentes de alteración del régimen. En esta ocasión, el periodo de aguas altas se identifica entre los meses de diciembre a marzo, con un solo máximo individualizado en el mes de febrero que supera el coeficiente de 2,5; y un periodo de aguas bajas desde abril a noviembre en el que el mínimo de junio a octubre, se presenta algo más suavizado, con coeficientes ligeramente por debajo de 0,5. En este caso, los valores mínimos más extremos se desplazan a los meses de septiembre y octubre donde alcanzan valores de 0,4 en su coeficiente.

La última serie parcial que se analiza, a partir de la ruptura secundaria del año 1980, es la que integra los años 1980-1994. En este caso, el río discurre por Alcalá del Río con un caudal modular aún menor ($46 \text{ m}^3/\text{s}$) y lo hace con un comportamiento algo más irregular que en el periodo general de 1971-1994, reflejado en un coeficiente de variabilidad intermensual de 7,4. El régimen que muestra en este caso el río Guadalquivir se caracteriza por un periodo de aguas altas que iría desde noviembre a marzo, en el que se identifica un solo máximo, en el mes de diciembre con valores de coeficientes de caudal superiores a 2; y un periodo de aguas bajas, desde abril a octubre, en el que se mantiene un coeficiente de caudal próximo a 0,5 en la mayoría de los meses, a excepción de los meses de septiembre y octubre con valores de coeficientes inferiores a 0,4.

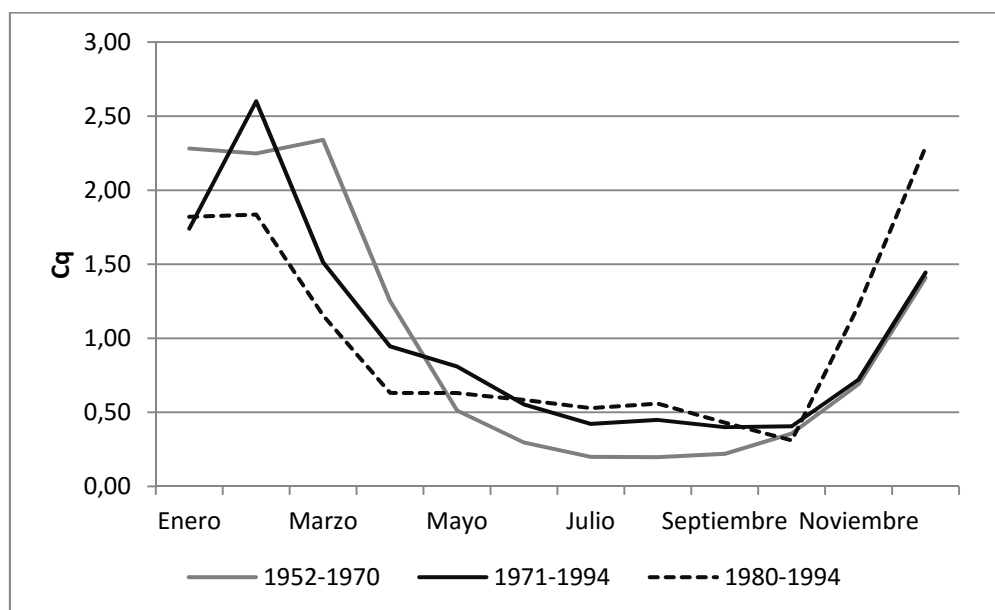


Figura 5.16: Comparación del régimen fluvial del Guadalquivir en Alcalá del Río (5072) para situaciones hidrológicas y de capacidad de agua embalsada diferentes: a) 1952-1970, comportamiento hidrológico más húmedo y 3.500 hm^3 de capacidad de embalse; b) 1971-1994, comportamiento hidrológico más seco y 5.600 hm^3 de capacidad de embalse; c) 1980-1994, condiciones hidrológicas más extremas y 5.600 hm^3

5.3.1.2. Datos de desembalse en Alcalá del Río, 5035 (1976-2009)

La serie de desembalsado total de la presa de Alcalá del Río (1976-2009) define un comportamiento hidrológico caracterizado por un caudal modular de $73,4 \text{ m}^3/\text{s}$ y un coeficiente de variabilidad intranual de 7,2. Su variabilidad estacional queda definida por un periodo de aguas altas de diciembre a marzo (Fig. 4.17), en el que se identifica un sólo máximo individualizado en el mes de enero ($C_{q\text{Enero}} \cong 2,5$); y un periodo de aguas bajas que se extiende desde abril a noviembre, en el que se identifica un estiaje en el periodo estival, alcanzando su valor más extremo en el mes de septiembre ($C_{q\text{Septiembre}}$ de 0,33). Asimismo, se detecta un fuerte incremento en la pendiente de la curva de caudal de noviembre a diciembre; pasando de un valor inferior al modular a un coeficiente que, pese no ser considerado máximo, alcanza valores superiores a 2. Cabe resaltar que tan sólo en un mes el río puede cambiar de una situación de aguas bajas (noviembre), a alcanzar caudales que superan el coeficiente 2 (diciembre), lo cual refleja un comportamiento que entendemos no responde a parámetros hidrológicos naturales al no manifestarse en el cauce el incremento progresivo de caudal asociado al comienzo del año hidrológico.

La detección en este periodo de dos rupturas de homogeneidad (*Vid.* 5.2), en los años 1980 y 1996 obliga a descomponer la serie, al igual que se hiciera en la correspondiente al aforo de Alcalá del Río. En este sentido, la ruptura de 1980, detectada también en la serie de aforo, viene a confirmar, una vez más, el cambio que se produce en el comportamiento hidrológico del río Guadalquivir durante los años ochenta y noventa, y que ha sido abordado en el apartado anterior.

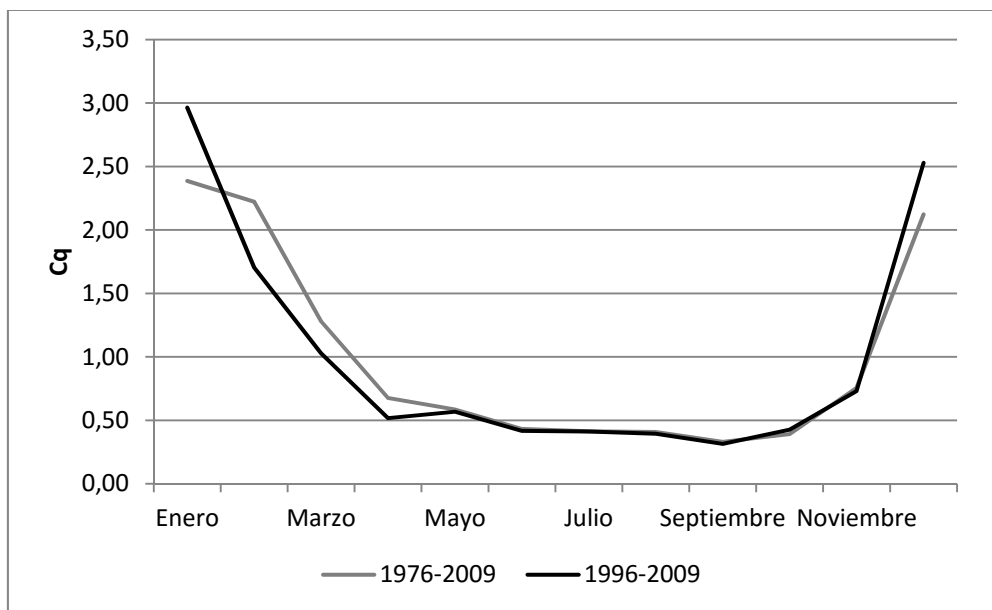


Figura 5.17: Régimen fluvial del río Guadalquivir para la serie de desembalse total, del embalse de Alcalá del Río, 5035 (1976-2009). Fuente: SIAA

Por otro lado, la serie definida a partir de la ruptura de 1996, esto es, 1996-2009, está determinada por unas condiciones hidrológicas más húmedas y una capacidad de embalse que, para el final del periodo, ascendía a 6.700 hm³. Esto es, 1.100 hm³ más que al comienzo de la década de los noventa. Con un caudal modular de 84,8 m³/s y un coeficiente de irregularidad intranual de 9,4, próximo al que se identificaba al comienzo de la serie (11,6 entre 1952-1970); su variabilidad mensual se caracteriza por un periodo de aguas altas desde diciembre a febrero y otro de aguas bajas desde abril a noviembre, quedando el mes de marzo en una situación de caudal modular. Se localiza un solo máximo en el mes de enero con un coeficiente de caudal próximo a 3 y un mínimo, entre junio y octubre, ligeramente más acusado que en el periodo anterior (1971-1994), al quedar por debajo del coeficiente 0,5. En esta ocasión, el mínimo más acusado se identifica en el mes de septiembre con un coeficiente de caudal de 0,31.

5.3.2. Cambios en el régimen fluvial entre 1952 y 2009

La comparación del régimen fluvial para las series parciales estudiadas refleja una alteración del comportamiento hidrológico del Guadalquivir, a lo largo de los cincuenta y siete años considerados, más allá del desplazamiento temporal de sus máximos, inicialmente detectado por VANNEY (1970); y que a modo de resumen queda recogida en los cuadros 5.7 y 5.8:

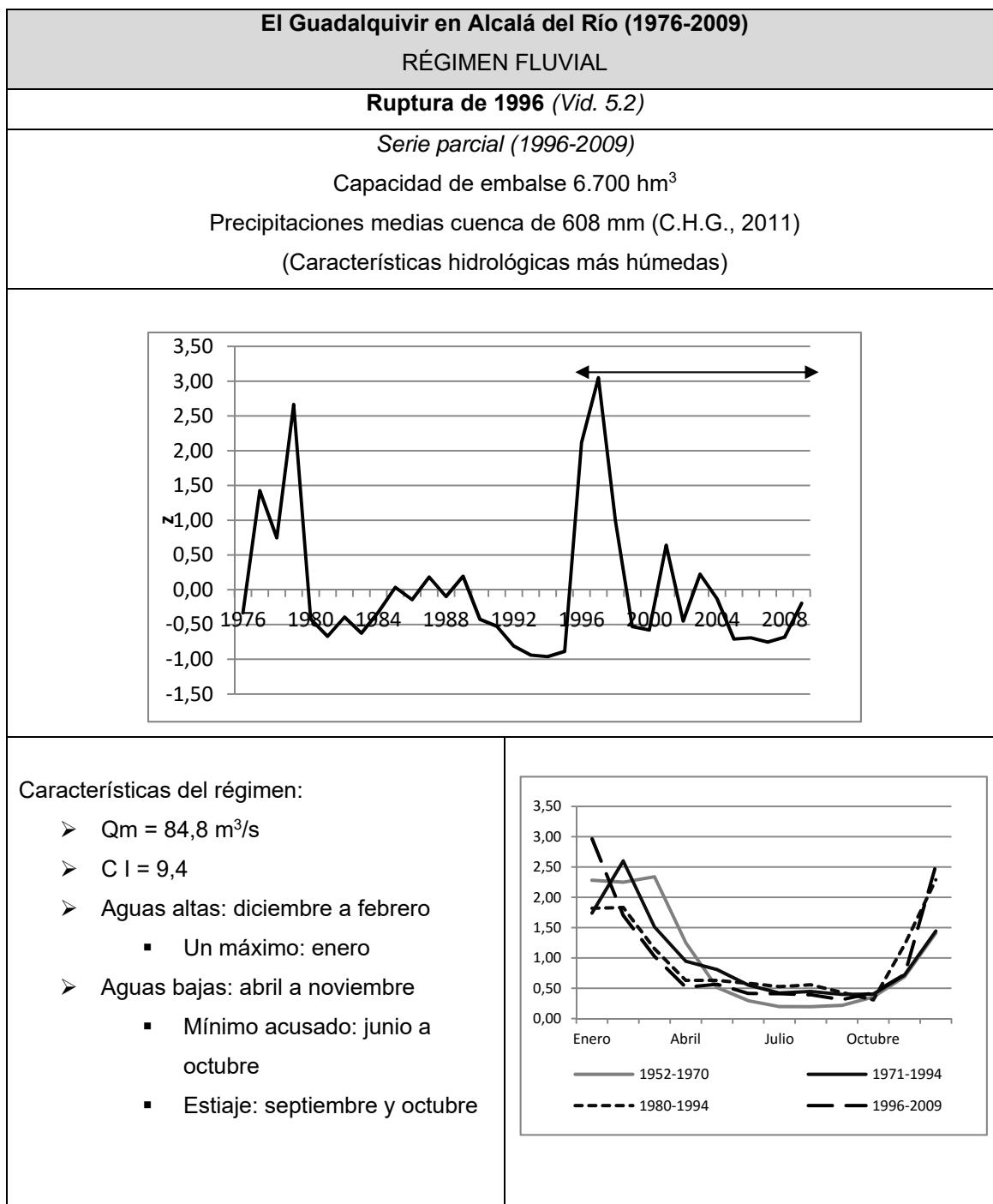
5.3.2.1. Según series parciales

Se evidencia una disminución drástica del caudal modular entre el periodo 1952-1970 y 1971-1994, estimada en torno a 110 m³/s, y que asciende a 133 m³/s si lo comparamos con el que circula por el cauce del río sólo en la década de los 80 y los 90. Su distribución se hace más regular a lo largo del año, por lo que desciende sensiblemente el coeficiente de irregularidad intermensual o intranual. Este hecho se debe, fundamentalmente, a una disminución del impacto del estiaje estival, minimizado a partir del año 1971. Sin embargo, a partir de 1996 el río cambia la tendencia anteriormente descrita, incrementando su caudal modular un 21% respecto al periodo anterior; así como la irregularidad intermensual, hasta aproximarse en este caso, a los valores de comienzo de la serie.

La variabilidad intranual también se ve alterada en la medida en la que los máximos pasan de dos, y concentrados a finales de invierno e inicio de primavera, a un solo máximo y ubicado, en unas ocasiones en febrero y en otras en diciembre, o incluso enero, en función de las condiciones hidrológicas de la cuenca. A la desaparición del máximo de marzo se le une el paso del mes de abril a una situación de aguas bajas, a partir de la década de los setenta; quedando, por tanto, retenidos en los embalses los caudales vinculados a las lluvias de primavera. De igual manera, tampoco se manifiesta en el cauce el comienzo del año hidrológico que por el contrario, pasa a ser considerado el mes con menor caudal circulante junto al de septiembre.

El Guadalquivir en Alcalá del Río (1952-1994)	
RÉGIMEN FLUVIAL	
Ruptura de 1970 (Vid. 5.2)	
<p><i>Serie parcial (1952-1970)</i></p> <p>Capacidad de embalse 3.500 hm³</p> <p>Precipitación media de la cuenca 641,5mm</p> <p>(Características hidrológicas más húmedas)</p>	<p><i>Serie parcial (1971-1994)</i></p> <p>Capacidad de embalse 5.600 hm³</p> <p>Precipitación media de la cuenca de 526 mm</p> <p>(Características hidrológicas más secas)</p>
<p>Características del régimen:</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ Qm = 179 m³/s ➤ CI = 11,6 ➤ Aguas altas: diciembre a abril <ul style="list-style-type: none"> ▪ Dos Máximos: enero y marzo ➤ Aguas bajas: mayo a noviembre <ul style="list-style-type: none"> ▪ Estiaje: julio y agosto 	<p>Características del régimen:</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ Qm = 68,8 m³/s ➤ CI = 6,5 ➤ Aguas altas: diciembre a marzo <ul style="list-style-type: none"> ▪ Un máximo: febrero ➤ Aguas bajas: abril a noviembre <ul style="list-style-type: none"> ▪ Estiaje: acusado en octubre
Ruptura de 1980 (Vid. 5.2)	
	<p><i>Serie parcial (1981-1994)</i></p> <p>Capacidad de embalse 5.600 hm³</p> <p>Precipitación media de la cuenca de 502 mm</p> <p>(Características hidrológicas más secas)</p> <p>Características del régimen:</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ Qm=46 m³/s ➤ CI= 7,4 ➤ Aguas altas: noviembre a marzo <ul style="list-style-type: none"> ▪ Un máximo: diciembre ➤ Aguas bajas: abril a octubre <ul style="list-style-type: none"> ▪ Estiaje: acusado en octubre

Cuadro 5.7: Cuadro resumen de las alteraciones detectadas en el régimen fluvial del río Guadalquivir en Alcalá del Río (5072). Fuente: SIAA



Cuadro 5.8: Cuadro resumen de los cambios detectados en el régimen fluvial del río Guadalquivir en de Alcalá del Río. Fuente: SIAA

Por último, las pendientes que reflejan, en el régimen, el paso de unas condiciones de aguas altas a otras de aguas bajas y viceversa, se acentúan cada vez más; lo que infiere, a nuestro entender, un comportamiento hidrológico controlado por el hombre.

5.3.1.2. Según series completas

Si tomamos en consideración las dos series completas (1952-1994 y 1976-2009), el río Guadalquivir mantendría su irregularidad intermensual entorno a valores comprendidos entre 7 y 8 y habría disminuido su caudal modular algo más de un 40% (Fig. 5.18). Habría aumentado, sin embargo, la irregularidad en el comportamiento hidrológico de los meses de diciembre, enero y febrero (Fig. 5.19). Su comportamiento estacional habría experimentado un desplazamiento del máximo, adelantándose al mes de Enero e incrementando sensiblemente su valor de coeficiente sin superar en ningún caso el valor 2,5. Por el contrario, el periodo de aguas bajas se mantendría desde abril a noviembre, suavizándose el estiaje al aproximarse los coeficientes a valores de 0,5. Sin embargo, en esta comparación global del régimen, el mayor cambio se identifica en el tránsito entre aguas altas y bajas y viceversa; reflejado en pendientes más abruptas vinculadas a la retención o evacuación del caudal por parte de los embalses.

Por tanto, y aunque en los cincuenta y siete años considerados existe alternancia de variaciones climáticas de húmedos o muy húmedos y secos o muy secos, a los que se les puede atribuir, en parte, los cambios en el caudal modular; el descenso generalizado del caudal circulante por el cauce del Guadalquivir, así como los cambios en la variabilidad estacional y en la irregularidad intranual entendemos se encuentran directamente relacionados con la capacidad de regulación de la cuenca, como también se ha puesto de manifiesto en otros ríos del ámbito mediterráneo (FRUTOS MEJÍAS *et al.*, 2004; ARROYO ILERA, 2004; LÓPEZ BERMUDEZ, 2004; SEGURA BELTRÁN, 2004).

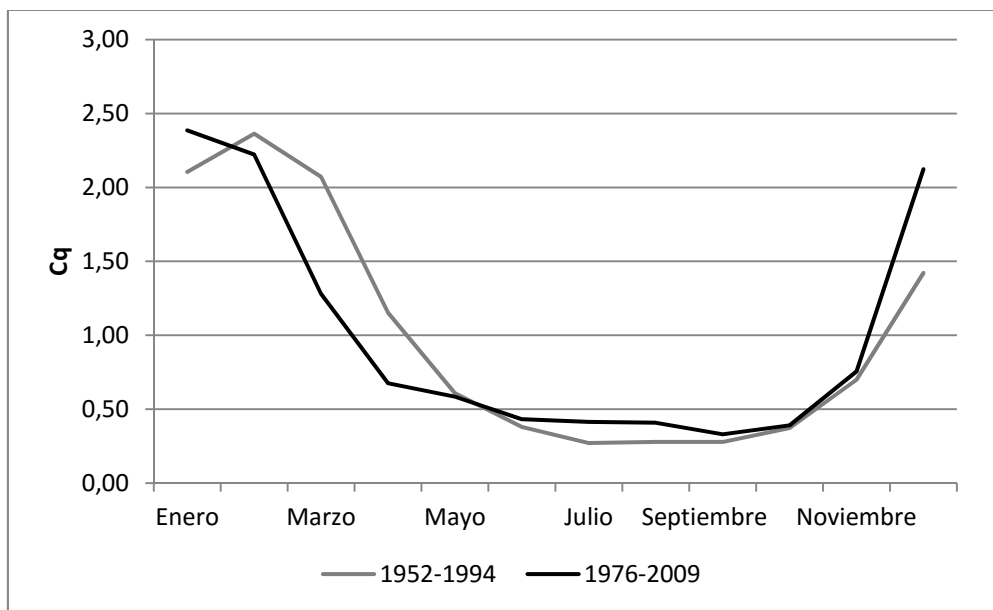


Figura 5.18: Cambios globales del régimen fluvial del río Guadalquivir en Alcalá del Río (1952-2009): a) 1952-1994 en aforo y b) 1976-2009 en embalse

El incremento en la capacidad de embalse de la cuenca, en más de 5.000 hm³ respecto a la de comienzos de la década de los 50, no sólo tiene destacadas implicaciones hidrológicas, como se han expuesto, sino también importantes implicaciones en la conectividad tanto longitudinal como lateral del cauce, que repercutirá en el funcionamiento hidrológico de la llanura y en el desarrollo de la vegetación de ribera, entre otros.

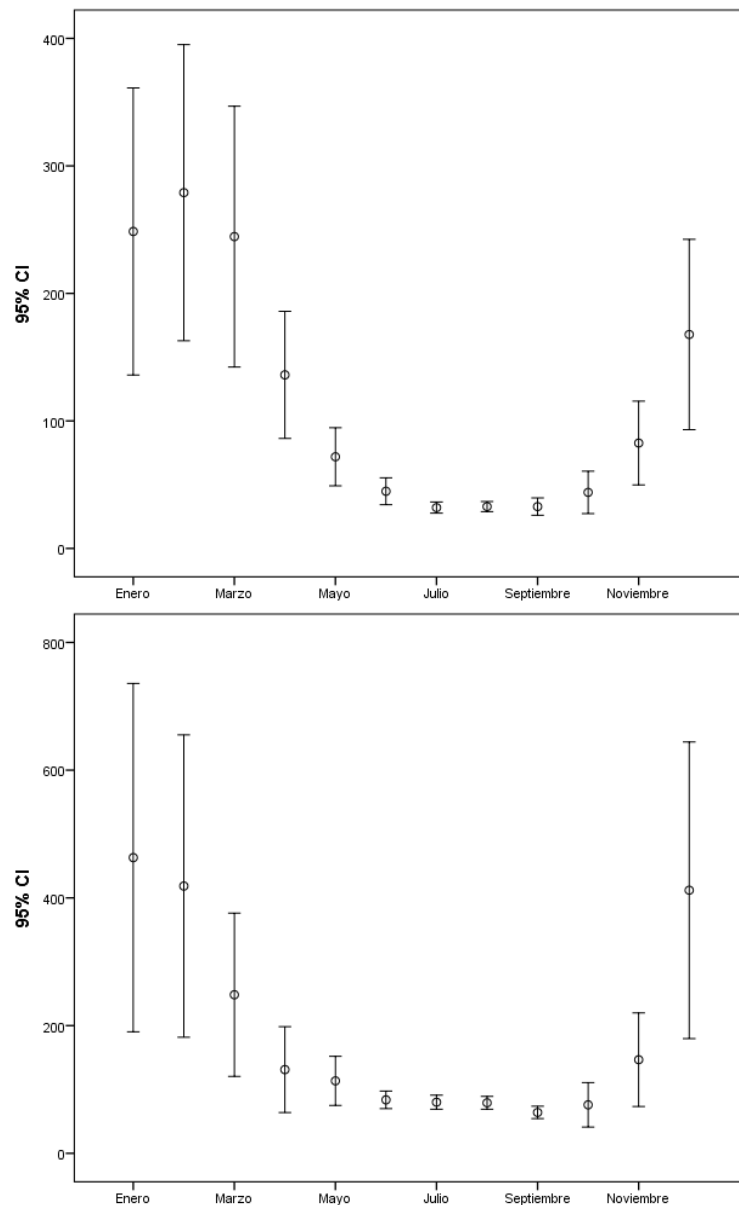


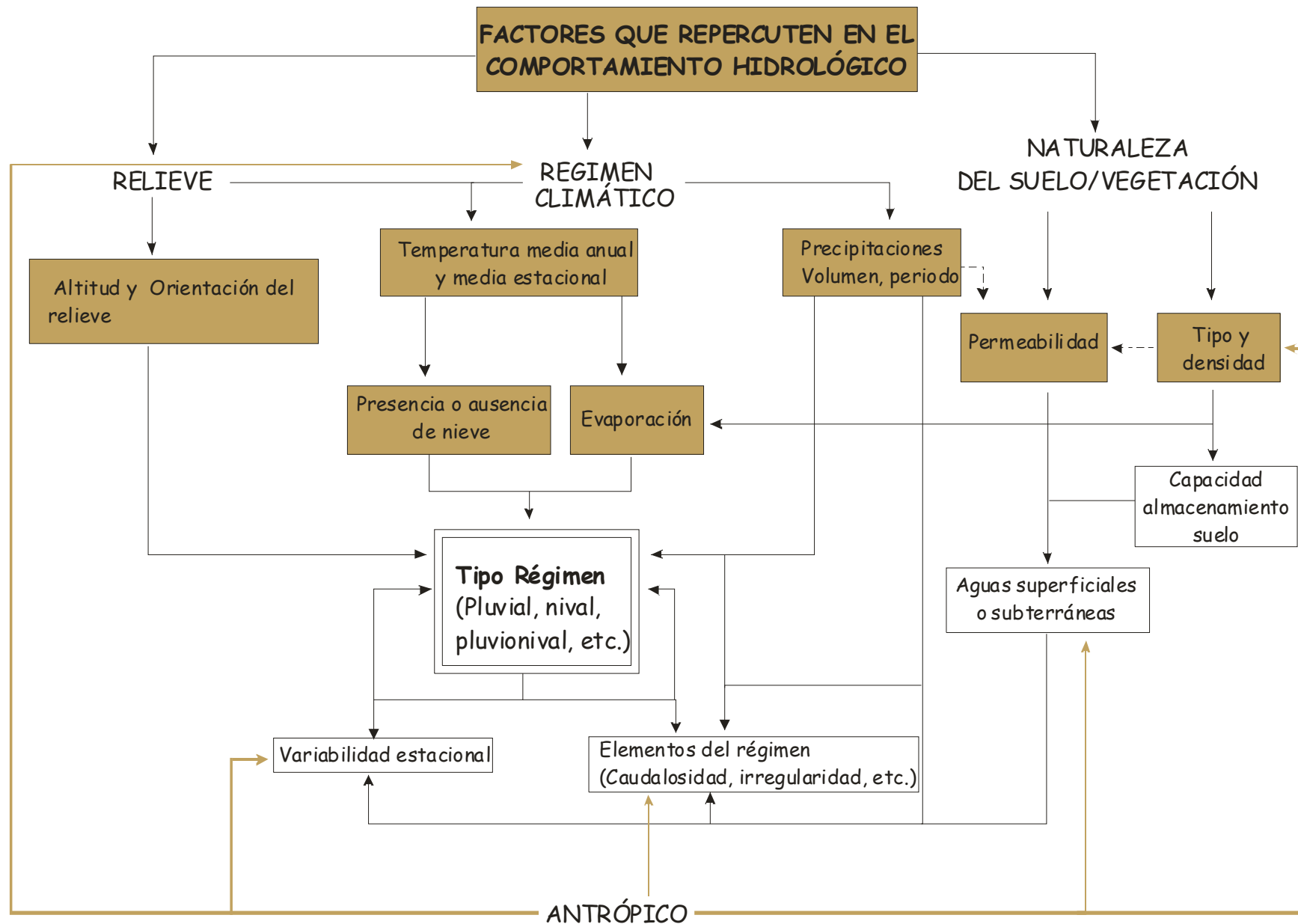
Figura 5.19: Incremento de la variabilidad mensual en el régimen fluvial del río Guadalquivir al comparar las series 1952-1994 (aforo) y 1976-2009 (embalse)

5.3.3. Interpretación y conclusiones

Los cambios detectados en el comportamiento estacional del Guadalquivir estarían igualmente vinculados al uso y gestión de los embalses de la cuenca que ha ocasionado la pérdida de la naturalidad estacional que aún se podía reconocer en la década de los setenta. Así, la reducción del periodo de aguas altas de diciembre a febrero, desapareciendo el máximo natural del mes de

marzo podrían responder tanto al descenso natural de las precipitaciones detectadas en dicho mes (AGUILAR ALBA, 2007), como al control que los embalses ejercen sobre las precipitaciones de primavera; lo que conlleva la ampliación del periodo de aguas bajas en el Guadalquivir desde el mes de abril al mes noviembre. Los dos máximos (invierno y primavera) se transforman por tanto, en uno, que varía entre los meses de diciembre, enero y febrero ($Cq > 3$) en función de las características hidrológicas de cada año y la gestión de los embalses de la cuenca. Mientras que el estiaje estival se suaviza, dado el aporte al río de una mayor regularidad con fines agrícolas tal y como se detecta en otros ríos regulados (GIL OLCINA, 1972; OLLERO et al., 2004; FRUTOS et al., 2004, ARROLLO, 2004) y que en el Guadalquivir se manifiesta en una disminución sensible del coeficiente de irregularidad intranual.

Esta pérdida de naturalidad en el régimen pluvial mediterráneo subtropical del Guadalquivir para la estación de aforo de Alcalá del Río, y que se asocia a la intervención antrópica, sucede también en otros ríos peninsulares (BAEZA SANZ *et al.*, 2003; GIL OLCINA, 2004; OLLERO et al., 2004; VERICAT y BATALLA, 2004; GIL OLCINA, 2006); lo que obligaría a revisar la clasificación tradicional de los regímenes fluviales establecida para ríos en régimen natural y aún poco cuestionada por la comunidad científica. En este sentido, si MASACHS (1954) otorgaba a los factores climáticos una mayor importancia que al relieve por cuanto estos determinaban la cuantía, la fecha y la distribución espacial de las precipitaciones, al margen de los factores bióticos y geológicos considerados en un segundo plano; ahora, la intervención antrópica sobre todo en lo que respecta al control de los caudales, se equipara en importancia al clima como factor configurador del régimen fluvial de los principales colectores. Y ello en la medida en que el hombre ya es capaz de alterar no sólo los elementos del régimen (de manera directa e indirecta) sino incluso la variabilidad estacional del mismo (Cuadro 5.9).



Cuadro 5.9: El hombre como factor determinante en la configuración del régimen fluvial en el siglo XXI. Elaboración propia a partir de MASACHS (1954) —> Relación directa - - -> Relación inversa

5. 4. LAS ÚLTIMAS CRECIDAS DEL GUADALQUIVIR

Las particularidades del Tramo Bajo del Guadalquivir (*Vid.* 3.3) hacen de él el tramo con mayor concentración de avenidas de su cuenca y donde estas, históricamente, han adquirido una velocidad de propagación sorprendente, dada la escasa pendiente y el freno de las sinuosidades de su trazado. Este hecho vinculado, según los autores, a la confluencia de un gran número de afluentes en el tramo; puede verse modificado por la progresiva creación de embalses no sólo en la cuenca del Guadalquivir, sino también en su cauce principal, sobre todo a partir de la década de los cincuenta. Junto a ello y pese a que uno de los objetivos de la construcción de embalses es precisamente la laminación de las crecidas, VANNEY (1970) apuntaba ya para el Guadalquivir, en la década de los setenta, la posibilidad que éstos tenían de transformar una crecida modesta en una gran inundación. Por tanto el estudio de las crecidas del Guadalquivir, a partir de la segunda mitad del siglo XX, tiene como objetivo no sólo definir sus principales características hidrológicas sino también analizar en qué medida la progresiva construcción de embalses ha podido transformar estos eventos que tanta implicación morfohidrológica tienen en el cauce y su llanura de inundación. A este respecto, indicar que el embalse de Alcalá del Río sólo tiene una capacidad de 20 hm³, por lo que en situaciones hidrológicas extremas tiene escasas posibilidades de regulación.

Para este análisis hemos contado con los datos diarios de las principales crecidas de la segunda mitad del siglo XX, registrados tanto en el aforo de Alcalá del Río (5072) como en su embalse (5035); así como de los eventos más recientes, registrados por el SAIH (E-60). Asimismo, el contar también con los datos instantáneos del SAIH para el embalse de Peñaflor (E-53), al inicio del tramo nos permite comprobar la evolución que experimentan, en la actualidad, las ondas de crecida; pese a no disponer de los datos correspondientes a la presa de Cantillana (E-82), ubicada entre Peñaflor y Alcalá del Río.

La primera cuestión a la que nos gustaría hacer referencia antes de pasar al análisis de las crecidas, es a la consideración del caudal de *bankfull*. Hasta 1970, VANNEY había establecido el caudal de bankfull del Guadalquivir en Alcalá del

Río en 900 m³/s; no obstante, la progresiva construcción de embalses que conlleva no sólo la disminución de caudal sino también la retención de la carga grosera, hacía suponer cambios morfológicos en el cauce adecuados a las nuevas condiciones hidrosedimentarias. A nivel hidrológico es evidente el descenso en los caudales máximos diarios anuales en la estación de aforo de Alcalá del Río, en la serie 1952-1995 (Fig. 5.20); obteniéndose a partir de ellos y mediante el ajuste a Gumbel los caudales punta para diversos periodos de retorno (Cuadro 5.9), incluido el valor teórico de caudal de *bankfull* (Vid. 2.1.3). Este valor, ligeramente inferior al estimado por VANNEY podría inferir, *a priori*, posibles desbordamientos con una menor magnitud de caudal; sin embargo, la fragmentación longitudinal que advierte el cauce, con la reactivación de procesos diferenciados según sectores (Vid. 4.2.2) así como las actuaciones antrópicas llevadas a cabo en el cauce del Guadalquivir (Vid. 4.2.1), determinan que el caudal de *bankfull* teórico estimado no tenga repercusión morfológica en la llanura.

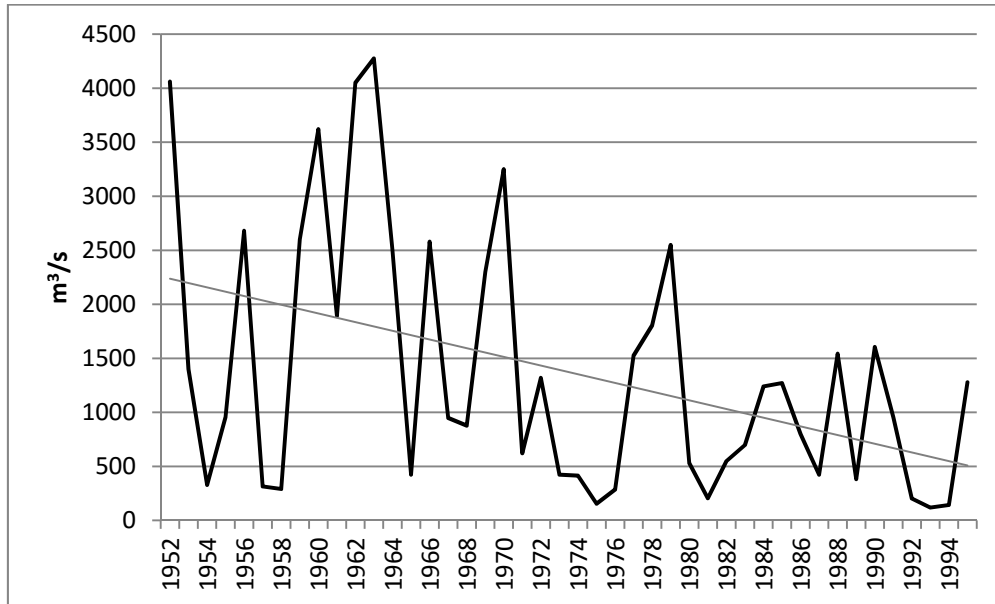


Figura 5.20: Caudales máximos diarios anuales en el aforo de Alcalá del Río (1952-1994). Fuente: SIAA. Clara tendencia decreciente en el caudal máximo anual medio en 24 horas

Periodo de retorno T (años)	$1 - \frac{1}{T} = F(x)$	Q Desembalse
1,5 (~ <i>bankfull</i>)	0,367	733,4
2	0,500	1.117,6
5	0,800	2.298,5
10	0,900	3.080,4
25	0,960	4.068,3
100*	0,990	5.528,7

Cuadro 5.9: Caudales máximos diarios (m³/s) para distintos periodos de retorno en el aforo de Alcalá del Río. El caudal *bankfull* queda definido para un periodo de recurrencia de 1,5 años, según establece con carácter general Knighton, (1988 *cfr.* Richards, 1982); y Senciales (1999 *cfr.* Selby, 1985). (*) No tendría valor estadístico, puesto que la serie no tiene la longitud adecuada.

5.4.1. La crecida de 1963 en el aforo de Alcalá del Río

Para comienzos de la década de los 60, la cuenca del Guadalquivir, aguas arriba de Alcalá del Río, contaba con una regulación de entorno a 1.800 hm³, muy lejos de lo que VANNEY (1970) estimó para una regulación completa de la misma. En este contexto tiene lugar la crecida del año 1963, definida por este autor como de origen bético; y cuya relevancia hidrogeomorfológica radica en la sincronización extraordinaria de las ondas de crecida de los ríos Genil y Guadalquivir a partir del 18 de febrero. Su correspondiente hidrograma (Fig. 5.21) muestra como un día después, el 19, llega la punta de 4.275 m³/s (caudal medio diario) a Alcalá del Río, tras una curva de ascenso de 8 días, en la que el río Guadalquivir genera pequeñas puntas de entorno a 1.800 m³/s los días 12 y 13; manteniendo a partir de entonces un incremento de caudal sostenido hasta alcanzar su máximo el 19 de febrero. A partir de ese momento, y hasta iniciarse la curva de agotamiento el 8 de marzo, la crecida desciende progresivamente hasta el 28 de febrero, en el que debió alcanzar un valor próximo al caudal de *bankfull* establecido por entonces, para posteriormente generar una nueva punta secundaria de más de 1.700 m³/s los primeros días de marzo. Por tanto en esta ocasión, el río Guadalquivir tardó 9 días en generar su caudal punta en Alcalá del Río y hasta 17 en evacuar la crecida por completo, siendo el tiempo base de la misma de 26 días.

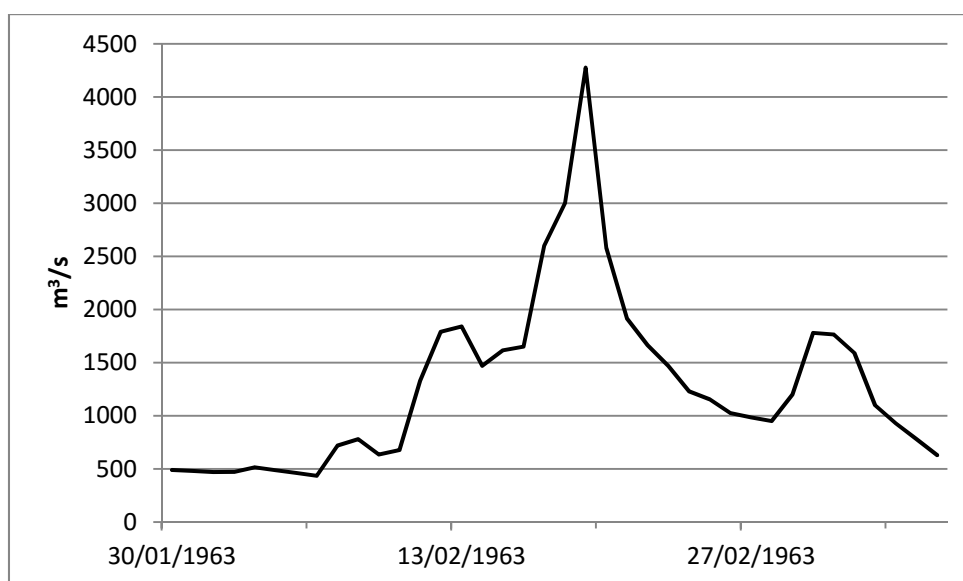


Figura 5.21: Hidrograma de crecida de la avenida de 1963 del río Guadalquivir en Alcalá del Río (5072). Los datos corresponden a caudales medios diarios. Fuente: SIAA

5.4.2. La crecida de 1996-1997 en Alcalá del Río

La crecida de invierno del año hidrológico 1996-1997 es la primera avenida que tiene lugar en la cuenca del Guadalquivir tras el fuerte incremento de la capacidad de agua embalsada y de regulación (más de 4.700 hm³), llevado a cabo en la cuenca desde la década de los 70. Tras una prolongada sequía meteorológica de cinco años en la década de los 90, que se hace extrema a nivel hidrológico ($Q_m=46$ m³/s), le siguió como hemos visto, un periodo de dos años especialmente húmedos (1995-1996 y 1996-1997), en los que el río Guadalquivir generó una de las crecidas más importantes de la segunda mitad del siglo XX. Su comportamiento hidrológico, definido a partir de su correspondiente hidrograma (Fig. 5.22), se caracteriza, *grosso modo*, por dos ondas de crecida individualizadas por un periodo de tres días en el que el río vuelve a una situación de caudal ordinario.

La primera, identificada en diciembre de 1996, tiene un tiempo base de 30 días, de los cuales 10 corresponden a la curva de ascenso antes de alcanzar la punta de crecida y 20 a la evacuación de la misma. Así, y mientras que el incremento

de caudal que experimenta el Guadalquivir en Alcalá del Río es progresivo hasta alcanzar un caudal punta de $3.670 \text{ m}^3/\text{s}$ el 24 de diciembre, el descenso es inicialmente brusco hasta el 27 de diciembre, para posteriormente generar un segundo máximo de aproximadamente unos $1.700 \text{ m}^3/\text{s}$ que se mantendrá con características hidrológicas similares durante 10 días.

La segunda, transcurre durante enero de 1997 con un tiempo base de 13 días, mucho menor que la anterior, y en ella tan sólo se aprecia una sola punta de crecida de $2.180 \text{ m}^3/\text{s}$ que se alcanza el 21 de enero, tras 3 días de ascenso continuado. Su evacuación será progresiva en el tiempo hasta volver a una situación de caudal ordinario.

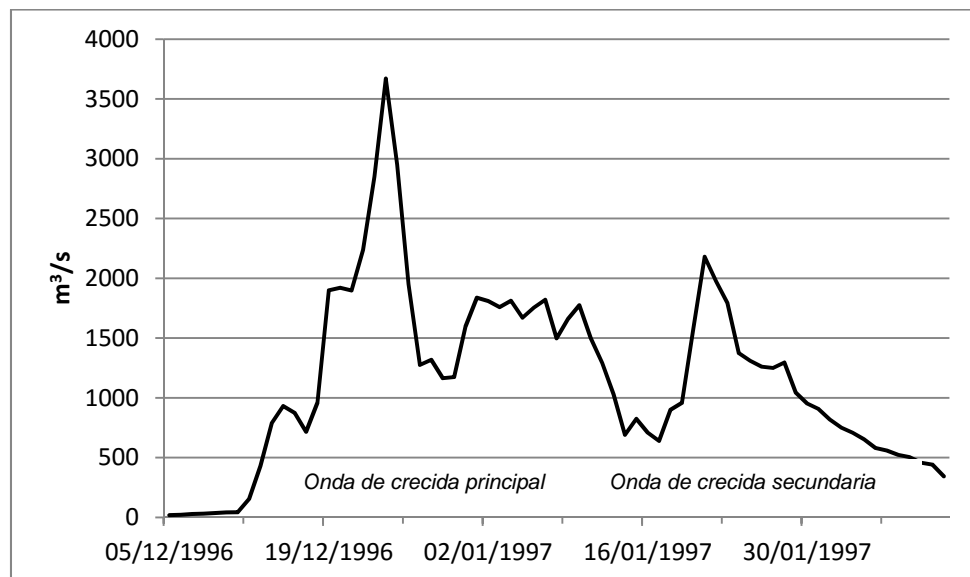


Figura 5.22: Hidrograma de crecida de la avenida de 1996-1997 del río Guadalquivir en Alcalá del Río (5035). Los datos corresponden a caudales medios diarios. Fuente: SIAA

Lo anterior muestra que pese a contar la cuenca con una capacidad de regulación próxima a los 7.000 hm^3 , ello no evitó la generación de una punta de crecida individualizada con características similares a la de 1963. En este caso, inducida por la retención inicial del caudal en los embalses y la posterior apertura de los mismos una vez superados los límites de seguridad. De esta manera, los embalses lejos de llegar a regular esta crecida del Guadalquivir la incentivaron,

provocando así una punta de caudal que tuvo graves repercusiones sobre todo aguas arriba de Cantillana (Vid. 4.2.2).

5.4.3. Las crecidas de 2001 y 2003 en Alcalá del Río y Peñaflor

La identificación de los años 2001 y 2003 como años más húmedos en la medida en que presentan valores estandarizados positivos en el análisis de la variabilidad interanual del Guadalquivir, nos ha permitido valorar las condiciones hidrológicas extremas del río en estos años. De esta manera, los datos medios diarios aportados por el SAIH para enero de 2001 y diciembre de 2003, reflejarían una situación hidrológica de desbordamiento (Fig. 5.23), incluso si mantenemos la condición de caudal de *bankfull* en 900 m³/s propuesta por VANNEY (1970) para el Guadalquivir.

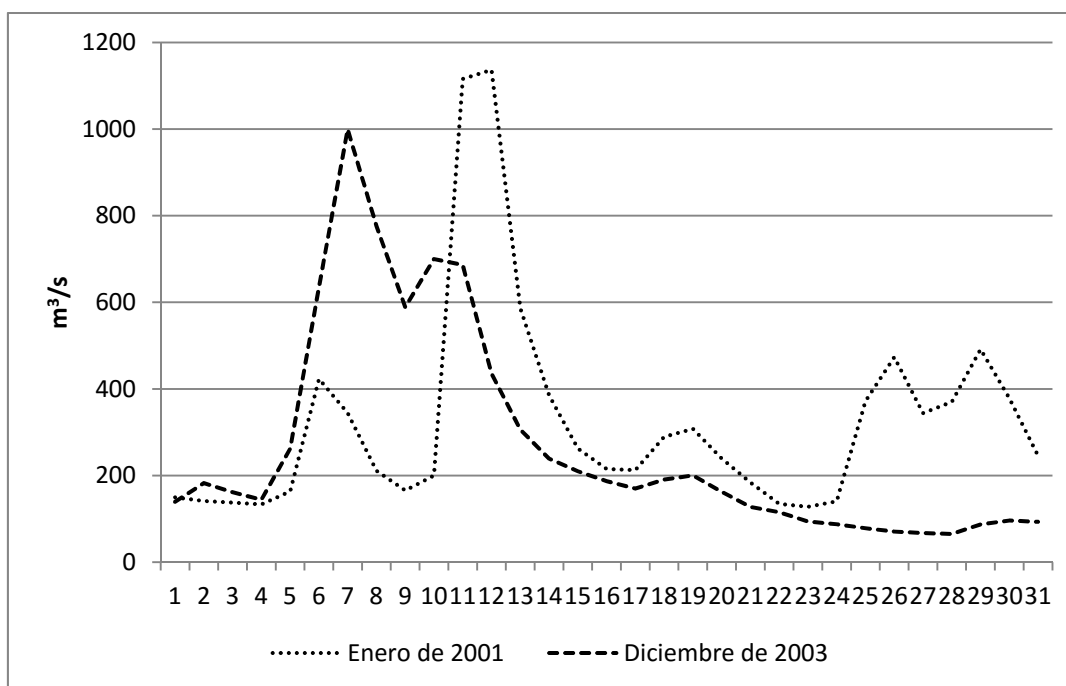
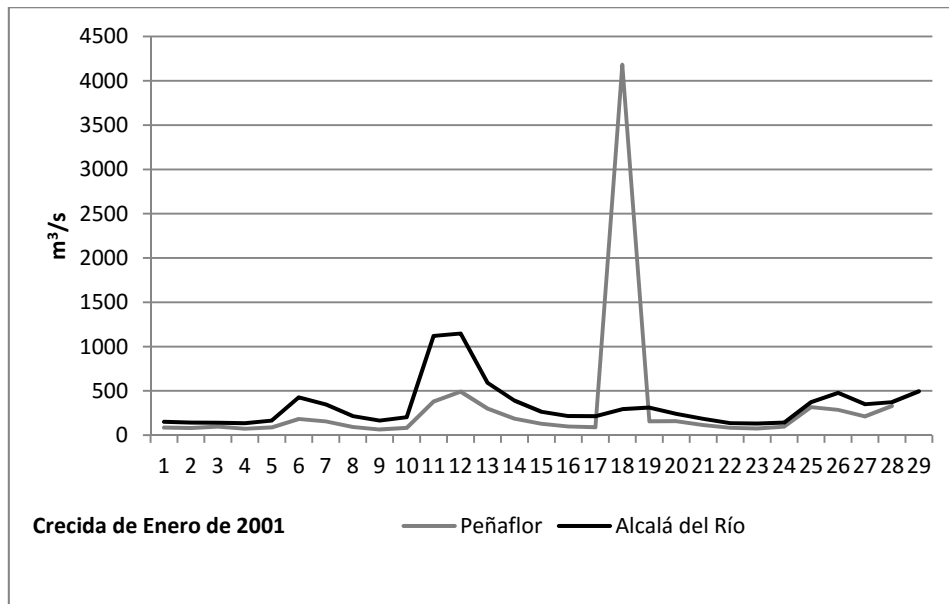


Figura 5.23: Hidrogramas de crecida correspondientes a enero de 2001 y diciembre de 2003 en Alcalá del Río. Fuente: SAIH del Guadalquivir

Si comparamos este comportamiento con el registrado al inicio del tramo Bajo para las mismas fechas, la punta de crecida de más de 4.000 m³/s registrada en Peñaflor (Fig. 5.24), tanto en el año 2001 como en el 2003, indicaría su atenuación y/o retención en los embalses de Cantillana y Alcalá del Río. Este

hecho del todo improbable, por la escasa capacidad de retención de los embalses del tramo principal, entre otros aspectos, se aclara mediante la observación de los caudales que el SAIH aporta cada hora para el embalse de Peñaflores. Así, la identificación de un desembalse al río de 97.556,11 m³/s a las 02:00h del 18 de enero de 2001 y de 96.794,7 m³/s a las 11:00h del día 30 de diciembre de 2003; no tienen otra explicación más que tratarse de datos erróneos que el SAIH no ha corregido y que sigue manteniendo en el sistema como válidos, hasta el momento. Por tanto y en base a los datos registrados, pero desechando los datos erróneos, las condiciones hidrológicas del Guadalquivir tanto en Peñaflores como en Alcalá del Río debieron ser similares, manteniéndose el caudal en un nivel de crecida ordinaria.



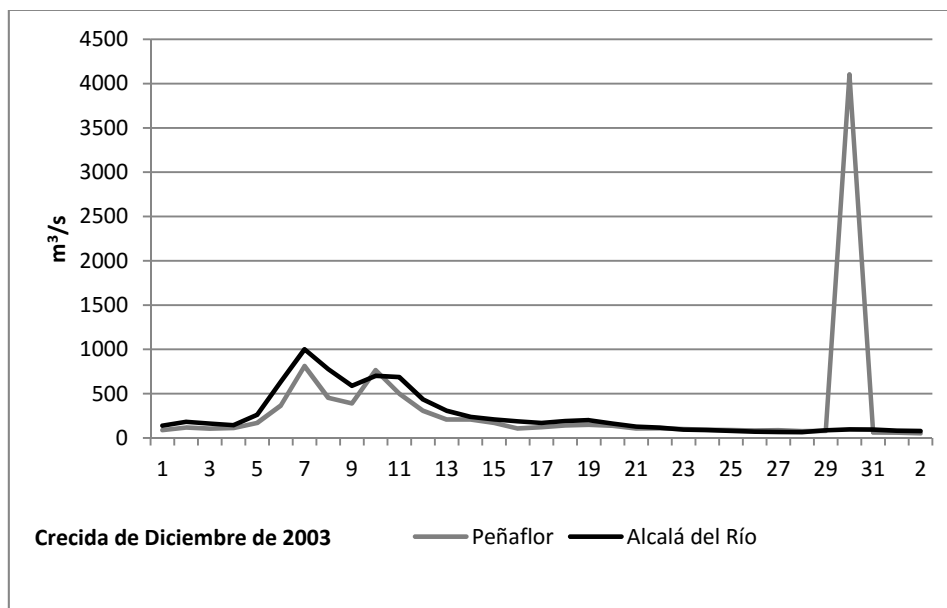


Figura 5.24: Curvas de crecida correspondientes a enero de 2001 y diciembre de 2003 en Peñaflores y Alcalá del Río. Los valores del 18 de enero de 2001 y del 30 de diciembre de 2003 se consideran erróneos. Fuente: SAIH del Guadalquivir

5.4.4. Las crecidas de 2009 y 2010 en Alcalá del Río y Peñaflores

Tras las crecidas de 2001 y 2003, cuyos caudales fluctuaron en Alcalá del Río dentro del límite del cauce ordinario, las crecidas de invierno del Guadalquivir en el año hidrológico 2009-2010 acarrearón importantes daños materiales (SAURA MARTÍNEZ, 2010). Estas se producen en un año hidrológico extraordinariamente húmedo², con una precipitación media registrada en la cuenca (1.033 mm) muy superior a la precipitación media de los últimos 25 años (561 mm), lo que representa un superávit hídrico del 84% (C.M.A., 2010). Rompe así el ciclo de 5 años con precipitaciones inferiores a la media de la serie histórica de veinticinco años. Especial atención merece las precipitaciones medias de la cuenca de diciembre (327 mm) y de febrero (229 mm), muy superiores a los valores medios (84 y 53 mm, respectivamente).

Tal y como refleja los hidrogramas de caudales medios diarios correspondientes a los desembalses de las presas de Peñaflores y Alcalá del Río (Fig. 5.25), de

² La precipitación media de la cuenca considerada es la media aritmética de los acumulados anuales de precipitación de los embalses en explotación de la Cuenca del Guadalquivir.

comportamiento similar pero con caudales más elevados en Alcalá del Río, se aprecian dos episodios claramente diferenciados: uno en el mes de diciembre cuyos máximos no superan en ningún caso los 2.000 m³/s, y otro, el de mayor envergadura, en el mes de febrero con una mayor fluctuación del caudal y punta máxima muy próxima a los 3.000 m³/s.

Los desembalses que provocaron la crecida de diciembre generan un hidrograma caracterizado por un tiempo base de 28 días y una laminación en cuatro puntas coincidentes en el tiempo o con un desfase máximo de 24h, entre Peñaflor y Alcalá del Río. Las tres primeras muestran un comportamiento ascendente en la evacuación de la crecida, mientras que la última se genera tras un descenso brusco en el desembalse. Terminada la laminación de esta crecida el 19 de enero en Peñaflor y el 20 en Alcalá del Río y después de prácticamente un mes (entre el 21 de enero y el 15 de febrero), en el que el caudal desembalsado no supera los 400 m³/s, pese a encontrarse el embalse al 80% de su capacidad (Fig. 5.25), dará comienzo una nueva fase de desembalses que vuelven a generar la crecida de febrero de 2010.

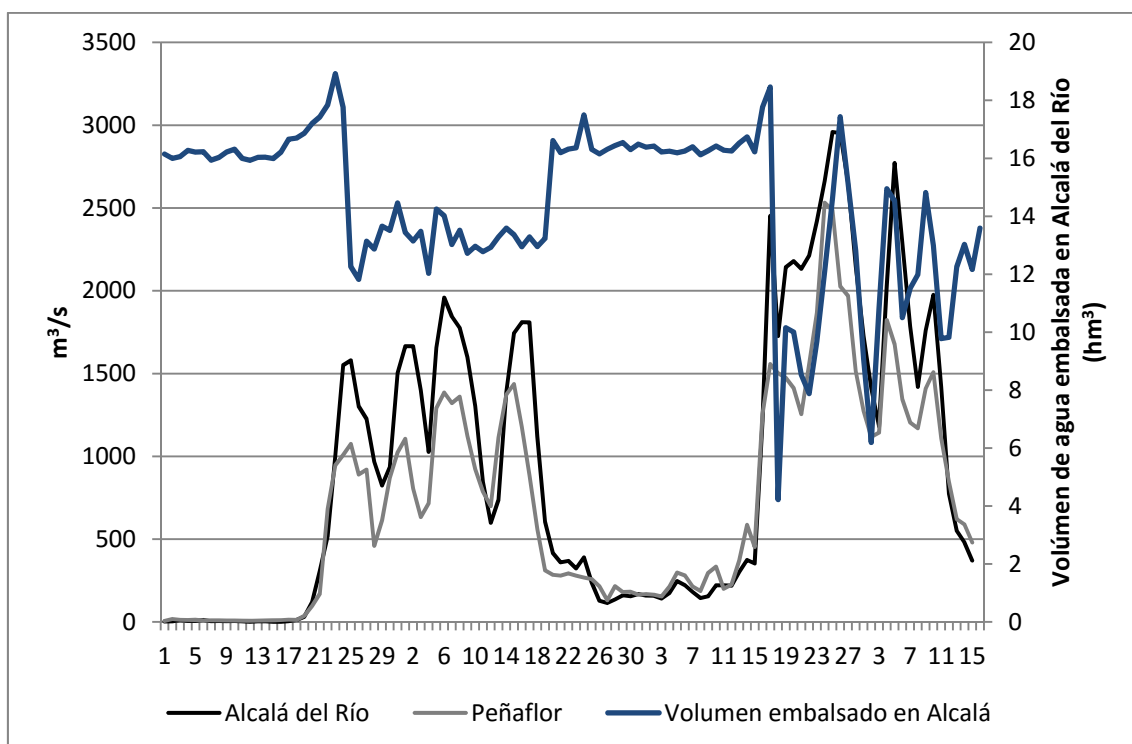


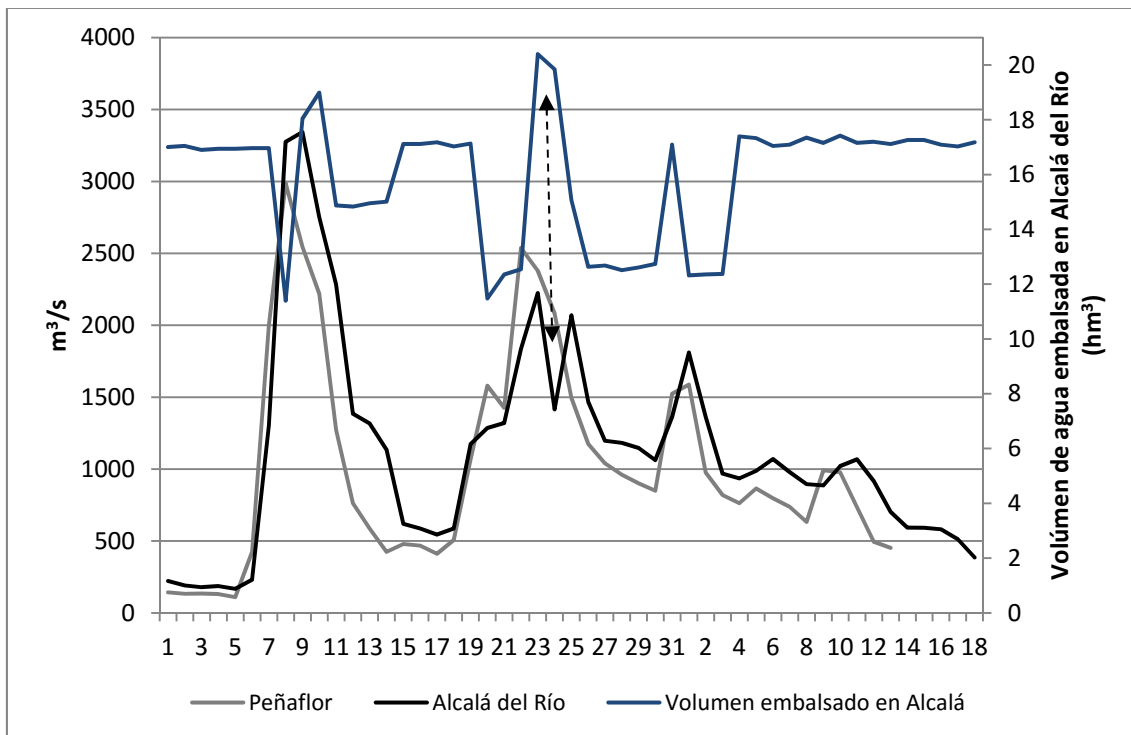


Figura 5.25: Hidrograma de crecida de la avenida de enero y febrero de 2010 en Alcalá del Río (E-60) y Peñaflo (E-53). Fuente: SAIH del Guadalquivir. Obsérvese como entre el 21 de enero y el 15 de febrero los valores de desembalse total son inferiores a $500 \text{ m}^3/\text{s}$ a pesar de que el embalse se encontraba próximo al 80% de su capacidad. La imagen corresponde a uno de los desembalses de la presa de Alcalá en el invierno de 2010 (Saura Martínez, 2010).

Esta crecida tiene un tiempo base de 30 días y está caracterizada, nuevamente, por cuatro máximos, cuyos valores de caudal son especialmente significativos en Alcalá del Río. Aquí, tres de ellos superan los $2.000 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal, llegando a alcanzar el máximo principal los $3.000 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que la última punta, queda por debajo de este valor. Con ello una vez más y tras un periodo de sequía meteorológica e hidrológica importante, tienen lugar en el Guadalquivir crecidas de consideración. En esta ocasión, el hidrograma de caudales medios diarios muestra como la laminación de los embalses ha evitado puntas de caudal individualizadas, como sucedió en la avenida de diciembre 1996, pero no ha impedido que de nuevo el Guadalquivir adquiera caudales de entorno a $3.000 \text{ m}^3/\text{s}$ e inunde la terraza histórica Th1 de la llanura, especialmente, en el tramo comprendido entre Cantillana y Lora del Río. Así lo pone de manifiesto SAURA MARTÍNEZ (2010) al identificar como puntos críticos en esta avenida, para caudales de entorno a $2.700 \text{ m}^3/\text{s}$, las zonas bajas de los municipios ribereños situados aguas abajo de Peñaflo como son Lora del Río, Tocina, Alcolea del Río y Brenes. Mientras que, aguas abajo de Alcalá y con caudales de entorno a 3.100

m³/s, son las zonas del Charco de la Pava o puntos localizados de la zona baja de San Juan De Aznalfarache los que sufrieron las consecuencias del desbordamiento puntual del Guadalquivir. En este sentido, SAURA MARTÍNEZ (2010) considera positivo el papel que ejercieron los embalses pese a considerar que la gestión de los mismos ha sido objeto de numerosas críticas; poniendo el acento sobre todo en la necesaria actuación en la Ordenación del Territorio para evitar construcciones en las zonas inundables y así evitar el riesgo para la población.

En esta situación y antes de finalizar el año 2010, tendrá lugar una nueva crecida en el Guadalquivir (Fig. 5.26), en un año hidrológico, 2010-2011, en el que las precipitaciones mensuales son también consideradas ligeramente superiores a las medias históricas y particularmente las del mes de diciembre que resultó excepcionalmente lluvioso, con una precipitación media en la cuenca de 285 mm frente a un valor medio histórico de 96 mm (C.H.G., 2011). En esta ocasión, los datos de desembalse total aportados por el SAIH del Guadalquivir para la presa de Alcalá del Río refleja, nuevamente, dos ondas de crecida: la primera mucho más rápida y con un tiempo base de 11 días, se inicia el 6 de diciembre y en solo dos días (8 de diciembre), alcanza su caudal punta de entorno a 3.000 m³/s en Peñaflor; identificándose esta un día después (9 de diciembre) en Alcalá del Río, con un caudal superior a 3.300 m³/s. La segunda, de menor envergadura que la anterior, en cuanto a caudal se refiere, tiene un tiempo base 16 días hasta que el río vuelve a unas condiciones de caudal ordinario. En esta ocasión, las puntas que generan los desembalses en Alcalá del Río superan en poco los 2.000 m³/s.



5.4.5. Interpretación y conclusiones

La modificación del comportamiento hidrológico del río Guadalquivir en su tramo bajo alcanza su máxima expresión durante los momentos de máximos hidrológicos, dada la función de laminación de avenidas que ejercen los embalses y para cuya finalidad se construyen muchos de ellos. Sin embargo y pese a que este efecto se evidencia en todas las cuencas sujetas a regulación hídrica, la laminación dependerá no sólo del número de embalses y la capacidad de los mismos, sino también de la propia experiencia del gestor y de su conocimiento de la cuenca a la hora de tomar decisiones (SEGURA BELTRÁN, 2004). Así, ante situaciones meteorológicas e hidrológicas similares, como fueron las que precedieron a las avenidas de 1996-1997 y 2009-2010, se generaron avenidas con hidrogramas dispares resultantes de una gestión diferenciada. Aún así, en ambos casos los daños fueron cuantiosos en los mismos sectores de la llanura de inundación. Por tanto, la gestión de los embalses contribuye a laminar las avenidas de menor magnitud del Guadalquivir como son los casos de las de 2001 y 2003, mientras que se revelan insuficientes para laminar las correspondientes a años especialmente húmedos, tan característicos también del ámbito mediterráneo. En consecuencia, difícilmente se podrá eliminar en el Guadalquivir al igual que en otros ríos peninsulares la generación de puntas de crecidas rápidas e individualizadas de entorno a $3.000 \text{ m}^3/\text{s}$.

En relación con la funcionalidad de la llanura de inundación actual en el sector Cantilla-Alcolea del Río, se evidencia un cambio en la frecuencia según la magnitud de las crecidas. Estimado el caudal teórico de *bankfull* en algo más de $733 \text{ m}^3/\text{s}$, para un periodo de recurrencia de 1,5 años; el caudal máximo instantáneo oscilaría entre los 700 y $1.000 \text{ m}^3/\text{s}$ para crecidas ordinarias con frecuencia de 2 años y entre 1500 y $2500 \text{ m}^3/\text{s}$ para las de 5 años. Éstas pueden llegar a ser muy rápidas aunque no se acompañan de desastres graves. No constituyen pues, ningún tipo de situación catastrófica, por cuanto el agua se mantiene dentro de los límites del antiguo cauce natural, invadiendo los niveles de terrazas Th2, Th3 y Th4 siempre asociadas a las zonas internas de los meandros; aún cuando incrementa eso sí, su acción erosiva sobre las márgenes.

Sin embargo, en las crecidas de frecuencia decenal, en las que el Guadalquivir supera los 3.000 m³/s, los desastres se consideran importantes entre Cantillana y Alcolea del Río puesto que en estos momentos es cuando recobran su funcionalidad los antiguos cursos abandonados situados sobre la terraza Th1; llegando en algunos sectores a invadir parte del nivel de terraza TH2 (por obturación de los elementos morfohidrológicos) y pudiendo provocar daños importantes en las infraestructuras (puentes, carreteras canales, etc.) que se asientan sobre la llanura de inundación. Por último, en crecidas extraordinarias con una frecuencia de 25 años, el Guadalquivir superaría los 4.000 m³/s, para las que invadiría buena parte de la terraza holocena superior TH2, considerándose innumerables los destrozos en la agricultura y en el equipamiento de infraestructuras que acoge la llanura de inundación. Aguas abajo de Alcalá del Río el impacto de estas avenidas suponen tan sólo desbordamientos puntuales, actuando el Guadalquivir como canal hidráulico para una evacuación óptima de caudales de alrededor de 3.500 m³/s.

6. LA RECONSTRUCCION DEL REGIMEN PALEOHIDROLOGICO A PARTIR DE LA MORFOMETRÍA DEL GUADALQUIVIR ENTRE FINALES DEL SIGLO XVIII Y LA ACTUALIDAD

Dado el funcionamiento del sistema fluvial, y en concreto del Tramo de Transferencia de un río (*Vid. 1.2.1*), la respuesta de éste a las modificaciones que experimenta su entorno, ya sea de tipo climático, hidrológico, antrópico, etc., van a quedar registradas tanto a nivel de morfometría de su cauce como de morfología y sedimentología de su llanura aluvial.

Es precisamente en el caso de los ríos que circulan por sus llanuras aluviales, donde la escasa resistencia de los materiales sobre los que se instala la corriente, posibilita un relativamente rápido ajuste entre el cauce fluvial y el régimen de caudal y carga sedimentaria (volumen y tamaño) (DURY, 1965; SCHUMM, 1977; HICKIN, 1977). Este hecho permite que para rangos temporales de media y corta duración, en tramos donde se desarrolle una llanura aluvial, y en ausencia de intervenciones antrópicas destacadas, un río responda con su trazado al clima predominante en su cuenca como responsable del exceso o déficit en el caudal medio.

Sobre la base de estos planteamientos, evaluaremos los cambios acontecidos en el trazado meandriforme de un tramo del Río Guadalquivir desde finales del siglo XVIII hasta la primera década del siglo XXI, estableciendo sus tendencias e intentando relacionarlas con las últimas oscilaciones climáticas históricas y el control hidrológico actual.

6.1. EVOLUCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS DE LOS MEANDROS DEL GUADALQUIVIR

En relación con las etapas climáticas de mayor o menor humedad establecidas con anterioridad, y según la cartografía histórica, el vuelo aéreo del año 1956, y la ortoimagen de Andalucía del año 2010, se ha realizado un análisis del trazado fluvial del Tramo Bajo del río Guadalquivir (Palma del Río-Sevilla) para los años

1778, 1818, 1918, 1956 y 2010 (Fig. 6.1). De estos cinco momentos, los dos primeros caracterizan el periodo de mayor concentración de avenidas de los últimos tiempos. Por su parte, el comienzo del siglo XX representa el inicio de una fase de gran variabilidad en el comportamiento hidrológico extremo; mientras que los dos últimos años definen la última etapa en la que tiene lugar un descenso en el número de avenidas y en la que el Guadalquivir cuenta con tres presas (Peñaflor, Cantillana y Alcalá del Río) en su tramo principal.

Para cada uno de ellos, el estudio morfométrico realizado ha contado con el análisis de los principales parámetros geométricos que se suelen utilizar, en estos casos, para el estudio de los meandros. Estos son: la longitud de onda axial (L), longitud de onda del arco (I), sinuosidad (P), radio de curvatura (Rc), amplitud de onda (A) y banda activa (Ba). Ello nos permitirá, por un lado y a través de fórmulas empíricas, establecer valores teóricos de caudal en cada momento, y contrastar su ajuste o no a las condiciones paleohidrológicas anteriormente establecidas. Y por otro, conocer la respuesta morfométrica del río a la alteración hidrológica derivada de la intervención ingenieril, tal y como se ha puesto de manifiesto en otros ríos europeos (BATALLA *et al.*, 2004; KISS *et al.*, 2008; KISS & BLANKA, 2012).

6.1.1 Índice de Sinuosidad (P)

Corresponde al primero de los parámetros estudiados y según el cual, numerosos autores han definido los rasgos meandriformes de los trazados fluviales (Vid. 2.2.2). Como puede observarse, el cálculo de este parámetro oscila entre 1.41 y 1.64, en función de la variación que experimentan las magnitudes de longitud de onda del arco (I) y axial (L) de los meandros (Cuadro 6.1).

	1778	1818	1918	1956	2010
I (m)	131.766,02	120.187,24	128.781,61	110.120,67	106.922,71
L (m)	83.507,27	81.600,91	78.385,57	78.286,10	75.460,20
P= I/P	1,58	1,47	1,64	1,41	1,42

Cuadro 6.1: Tasa de Sinuosidad (P)

El resultado muestra la disminución en los valores totales de la longitud de onda del arco en algo más de 24,8 Km entre 1778 y 2010, aún cuando en la tendencia se observe un incremento parcial en el año 1918 debido a la funcionalidad de varios brazos de meandros tras sendos procesos de rectificación. En cuanto a los valores de la longitud de onda axial, estos disminuyen también a lo largo de todo el periodo, algo más de 8 Km, siendo en este caso la reducción progresiva desde finales del siglo XVIII.

Sin embargo, este análisis de partida quedaría incompleto si no lo acompañásemos de un estudio más detallado de las modificaciones que presentan los meandros a lo largo de los 232 años considerados, que permita comprender la complejidad en la evolución del trazado.

6.1.1.1. Longitud de onda del arco (I)

De este estudio se desprende que el parámetro de la longitud de onda del arco (I) alcanza su máximo valor en el trazado de finales del siglo XVIII, para el que el río Guadalquivir desarrolla 41 meandros y tres tramos rectos (Figura 6.2); con un valor medio de 2.928,13 m y un alto valor de desviación (Cuadro 6.2 y Fig. 6.3.). De ahí que, a priori, podamos inferir la existencia de cierta diversidad de curvaturas en el trazado que configura el río para este momento. La distribución de los datos confirma esta idea al detectar un predominio de meandros con longitudes de arco superiores a los 2.000 m (73,4%), frente a un 26,6% de los mismos que no supera estas cifras. Del primer grupo, el 33,3% corresponde a valores extremos, esto es, por encima de 4.000m (Nº 2, 4, 5, 8, 17, 19, 36, 40 y 41), mientras que en el segundo, sólo el 16,6% representa a las curvaturas con longitudes inferiores a 1.000 m (Nº 31 y 33).

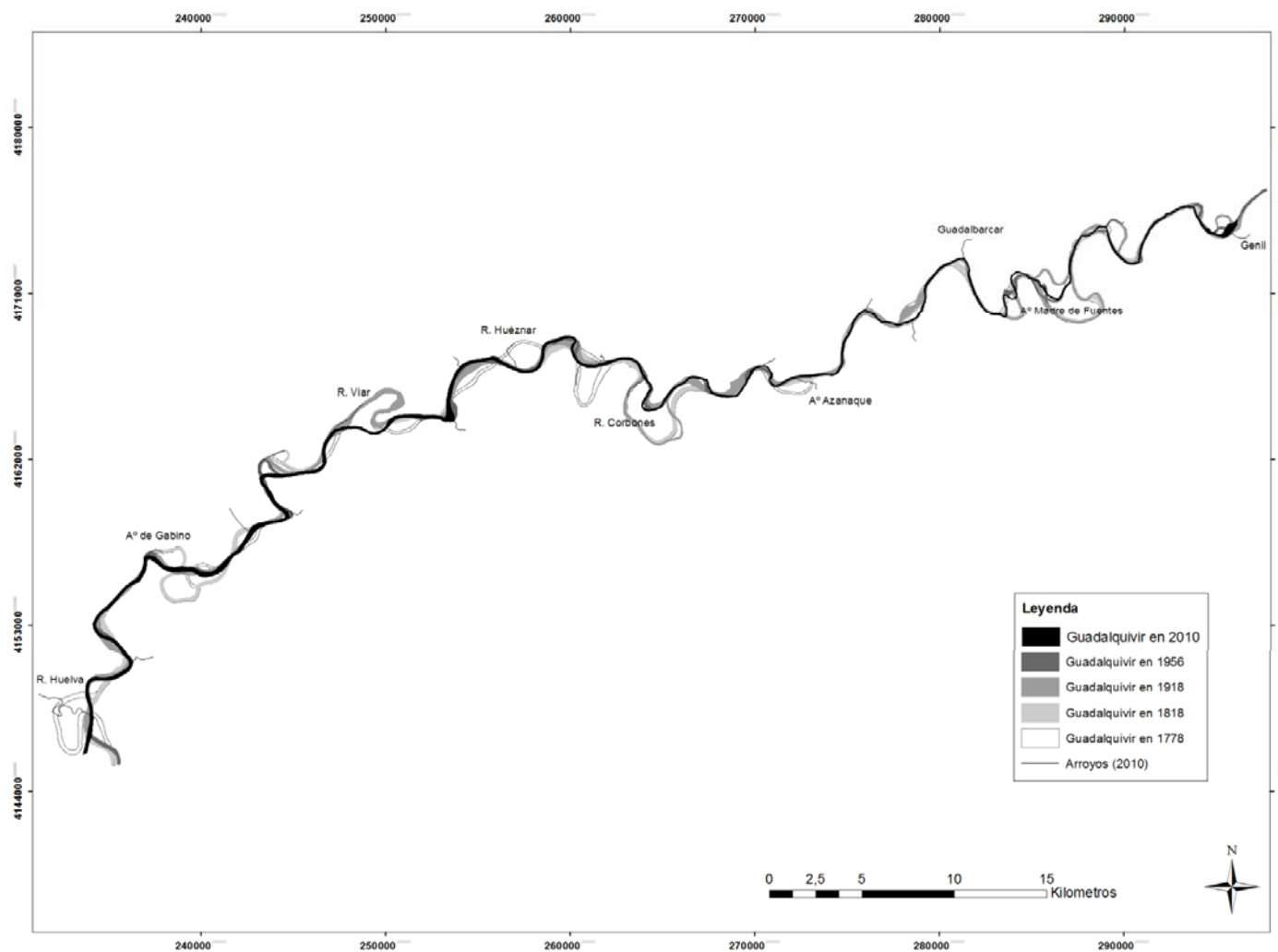


Figura 6.1: Cambios registrados en los meandros del Bajo Guadalquivir en el tramo Palma del Río-Sevilla entre 1778 y 2010

Arco_1778 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	2	4,4	Min: 900,93
>1000-2000	10	22,2	Max: 6794,95
>2000-3000	15	33,3	Suma: 131766,02
>3000-4000	7	15,7	Media: 2928,13
>4000	10	24,4	D. Estándar:1497,15
Total	44	100,0	

Arco_1818 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	1	2,7	Min: 912,08
>1000-2000	6	16,2	Max: 6432,46
>2000-3000	11	29,8	Suma: 120187,24
>3000-4000	10	27,0	Media: 3248,30
>4000	9	24,3	D. Estándar:1271,36
Total	37	100,0	

Arco_1918 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	2	5,1	Min: 875,73
>1000-2000	7	17,9	Max: 8614,03
>2000-3000	12	30,8	Suma: 128781,60
>3000-4000	7	17,9	Media: 3302,09
>4000	11	28,3	D. Estándar:1777,66
Total	39*	100,0	

(*) Se cuenta con todos los meandros funcionales

Para el año 1956 el tramo principal del río cuenta con las presas de Peñafior, Cantillana y Alcalá, así como una regulación de cuenca de 2.000 hm ³			
Arco_1956 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	3	7,7	Min: 525,31
>1000-2000	8	20,5	Max: 6472,18
>2000-3000	12	30,8	Suma: 110120,66
>3000-4000	11	25,6	Media: 2823, 60
>4000	6	15,4	D. Estándar:1426, 20
Total	40	100,0	

Para el año 2010 el tramo principal del río cuenta con las presas de Peñafior, Cantillana y Alcalá, así como una regulación de cuenca de 7.400 hm ³			
Arco_2010 (m)	Frecuencia	Porcentaje	E. Descriptivos
0-1000	2	5,3	Min: 745,1
>1000-2000	8	21,1	Max: 5762,85
>2000-3000	13	34,2	Suma: 106922,71
>3000-4000	8	21,1	Media: 2813,75
>4000	7	18,4	D. Estándar:1276,45
Total	38	100,0	

Cuadro 6.2: Parámetros descriptivos y distribución de frecuencia de la longitud de onda del arco (*l*) del trazado del Guadalquivir entre 1778 y 2010

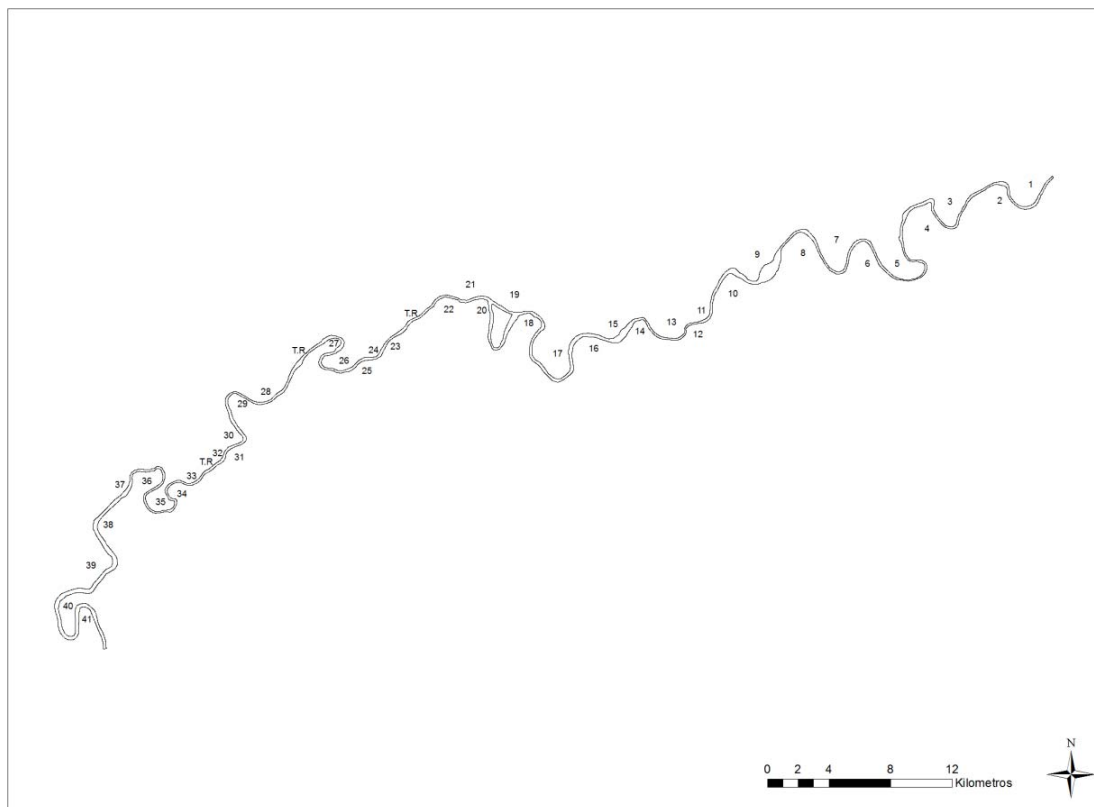


Figura 6.2: El trazado del Guadalquivir en el año 1778

Cuarenta años después, y tras la rectificación, entre otros procesos, del trazado de dos amplios meandros del Guadalquivir y su posterior abandono, como son la Madre Vieja de Tocina (Nº 19 en 1778) y el meandro de Quijano (Nº 40 en 1778), la longitud de onda del arco reduce su valor un 8,8% la de finales del XVIII; y con ello, el número de arcos pasa de 41 más tres tramos rectos a 36 más un tramo recto (Fig. 6.4). Estos hechos determinan, sin embargo, el incremento del valor medio de la longitud de onda del arco del Guadalquivir para comienzos del siglo XIX, y una sensible disminución en el valor de su desviación típica (Cuadro 6.2). La distribución de frecuencia de este parámetro refleja para la fecha un incremento en el porcentaje de las curvaturas con longitudes de onda superior a 2.000 m (81,1%), especialmente en el que corresponde a curvaturas con longitudes comprendidas entre 3.000 y 4.000 m (Cuadro 6.2). Mientras que las curvaturas con longitudes de onda inferiores a 1.000 m desciende hasta quedar representada sólo por un meandro (Nº 30).

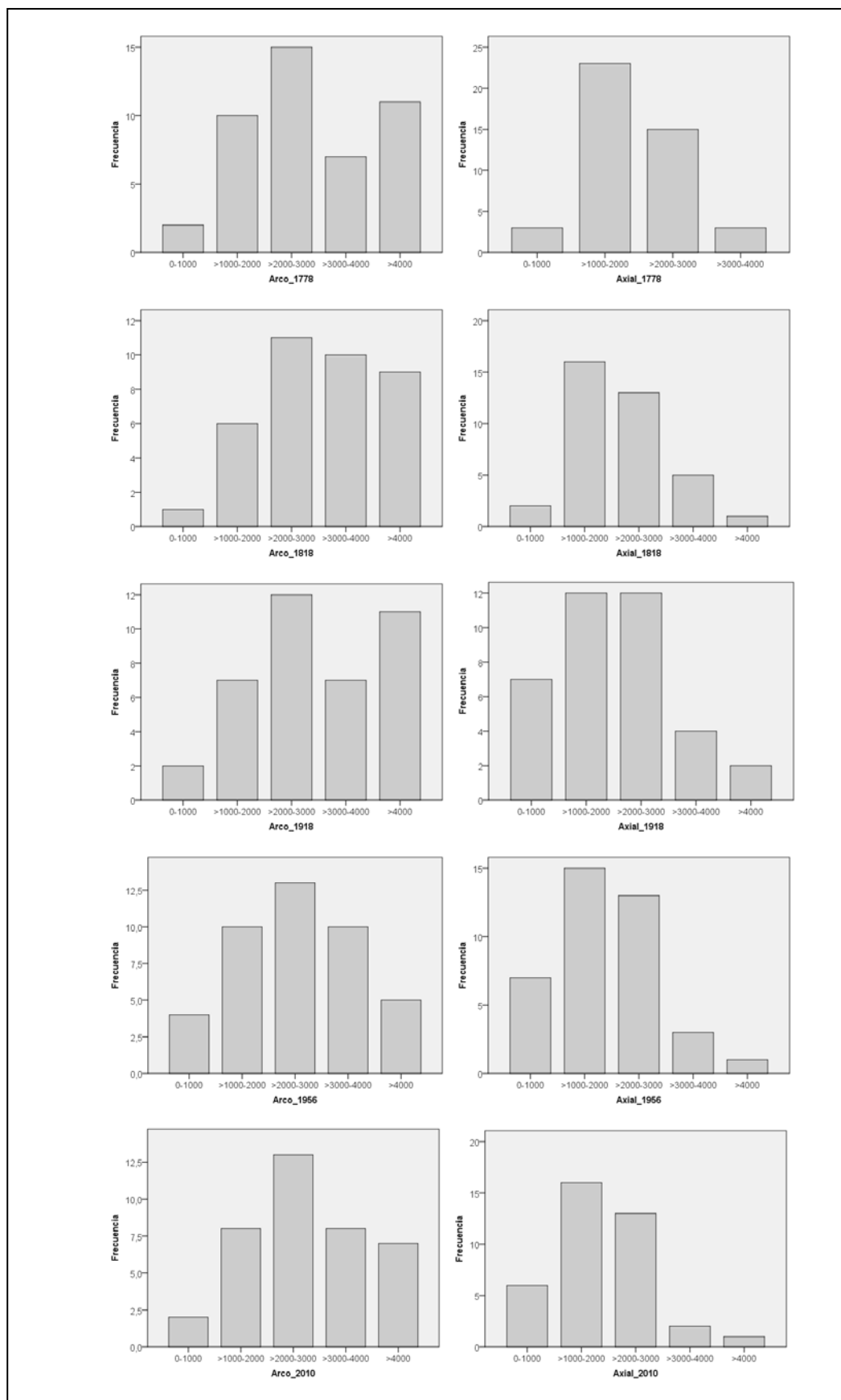


Figura 6.3: Distribución de frecuencia de los parámetros Onda del Arco (I) y Onda Axial (L) entre 1778 y 2010

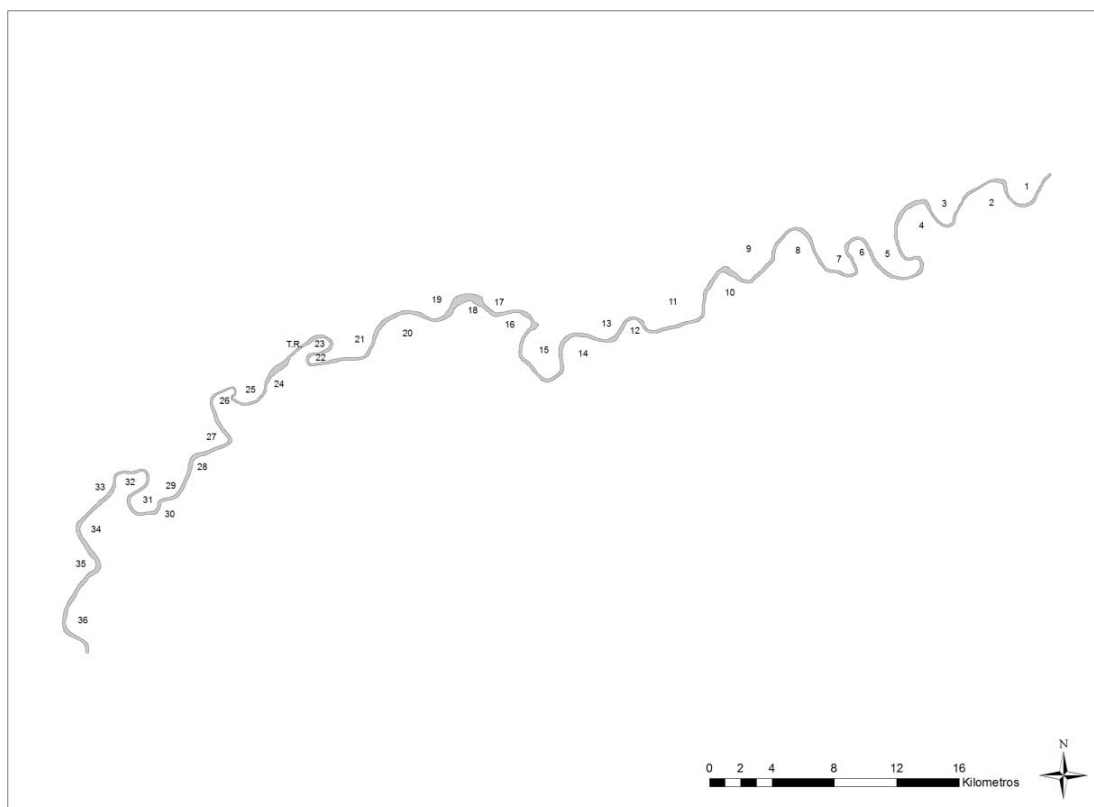


Figura 6.4: El trazado del Guadalquivir en el año 1818

El comienzo del siglo XX, un siglo después, lo caracteriza un trazado con 39 meandros funcionales (Fig. 6.5), dos de ellos, el meandro del Rincón (Nº (7) en 1918) y el de Alcolea del Río (Nº (19) en 1918), de grandes dimensiones, se encuentran rectificadas aunque, en ambos casos, activos para este momento. La funcionalidad de estos dos brazos de meandros (el nuevo y el rectificado) determina que para comienzos del siglo XX el valor medio de la longitud de onda del arco, así como su desviación típica alcancen los valores más altos de todo el periodo analizado. De nuevo, estos valores infieren una cierta disparidad entre los arcos del Guadalquivir y que, como veremos a continuación, queda refrendada por la distribución de frecuencia de este parámetro. A este respecto hay que decir que, si bien se aprecia un descenso general en el porcentaje de meandros con longitudes de arco superiores a 2.000 m (77%), se detecta un incremento de cuatro puntos en aquellos que presentan valores superiores a 4.000 m (28,3% en 1918). Del 23% restante, habría que destacar el leve incremento de los arcos de longitudes de onda inferiores a 1.000 m y que para la fecha asciende al 5,1% del

total. De esta manera, el inicio del siglo XX representa el momento en el que se infiere una incipiente convivencia de, al menos, dos tipologías de arcos diferenciados: uno de gran longitud de onda, en el que algunos de ellos ya se encuentran rectificados; y otro, de pequeña longitud de onda y que obedece, en parte, a los nuevos arcos que surgen de los procesos de rectificación.

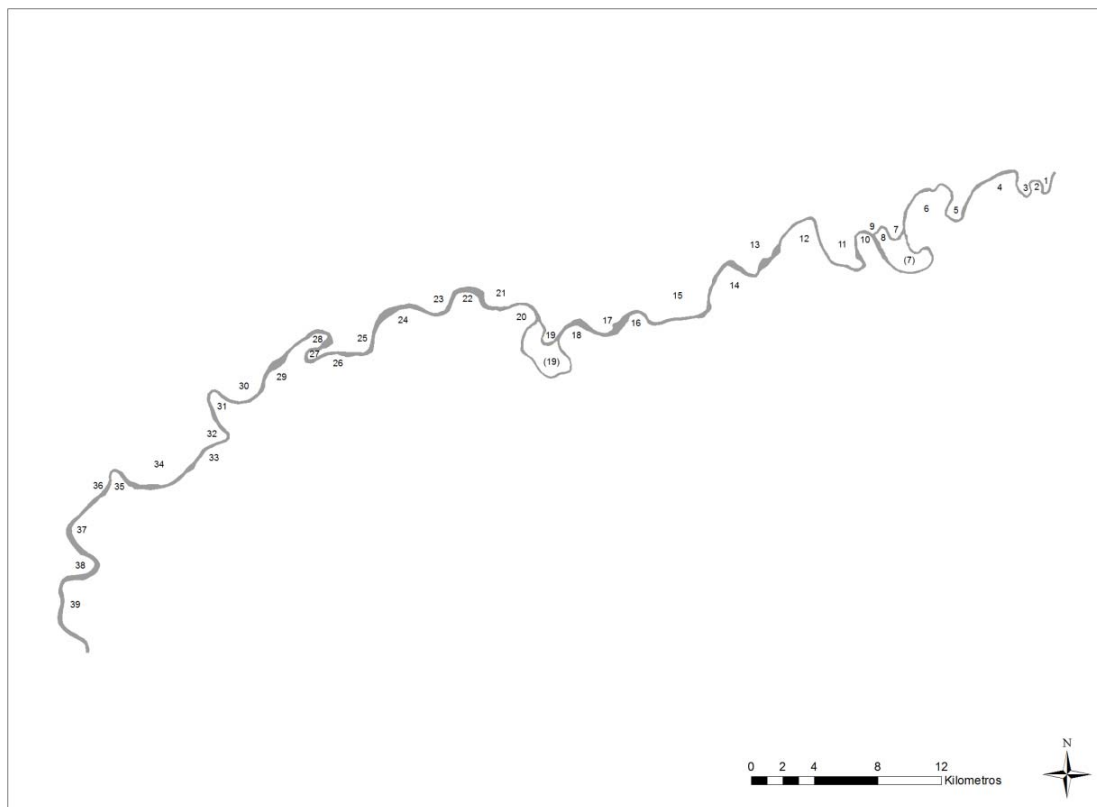


Figura 6.5: El trazado del Guadalquivir en el año 1918

Treinta y ocho años después, el trazado del Guadalquivir consolida 40 meandros (Fig. 6.6), aunque en este caso ya han sido abandonados aquellos que fueron rectificadas (Nº (7) y (19) en 1918) y se ha producido una nueva rectificación y posterior abandono, el correspondiente al doble meandro de Cantillana (Nº 27 y 28 en 1918). En este caso, los valores de la longitud de onda media y desviación quedan muy por debajo de los conseguidos a comienzos del siglo XX (Cuadro 6.2). Su distribución de frecuencia refleja un leve descenso del porcentaje de meandros que desarrollan longitudes de onda superiores a 2.000 m (71, 8%),

especialmente destacable en aquellos que superaban los 4.000 m. En este momento, estos sólo representan el 15,4% del global, por lo que supone una disminución respecto a comienzos de siglo de casi 13 puntos. Junto a ello, se aprecia un progresivo incremento de los arcos con longitudes de onda inferiores a 2.000 m y que para este momento representan el 28,2% de total de meandros.

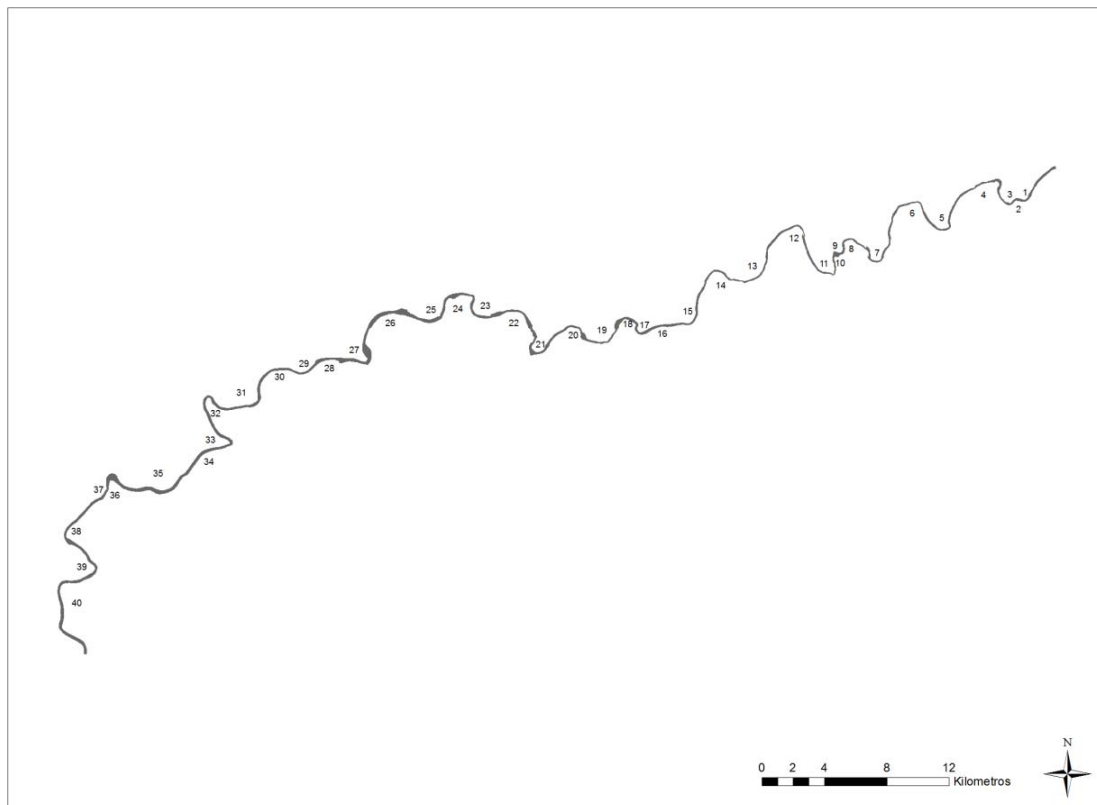


Figura 6.6: El trazado del Guadalquivir en el año 1956

Por último, el trazado del Guadalquivir en el 2010 tendrá dos meandros menos que el de mediados de siglo XX (Fig. 6.7), tras la rectificación producida inmediatamente aguas abajo de la confluencia del río Genil. Para este año, el río describe una longitud de onda del arco cuyo valor es el menor de los 232 años considerados, disminuyendo sensiblemente el valor medio del parámetro y algo más su desviación, respecto a los valores de mediados de siglo XX (Cuadro 6.2). Al final de todo el periodo considerado, parece apreciarse un sensible incremento de las curvas que superan los 2.000 m de longitud de onda (73, 7%), siendo dicho incremento significativo en las curvas con longitudes de onda comprendidas

entre 2.000 y 3.000 m, y en las que superan los 4.000 m. Del 26,3% restante, disminuye y aumenta sensiblemente las longitudes de onda inferior a 1.000 m y entre 1.000 y 2.000 m, respectivamente (Fig.6.3).

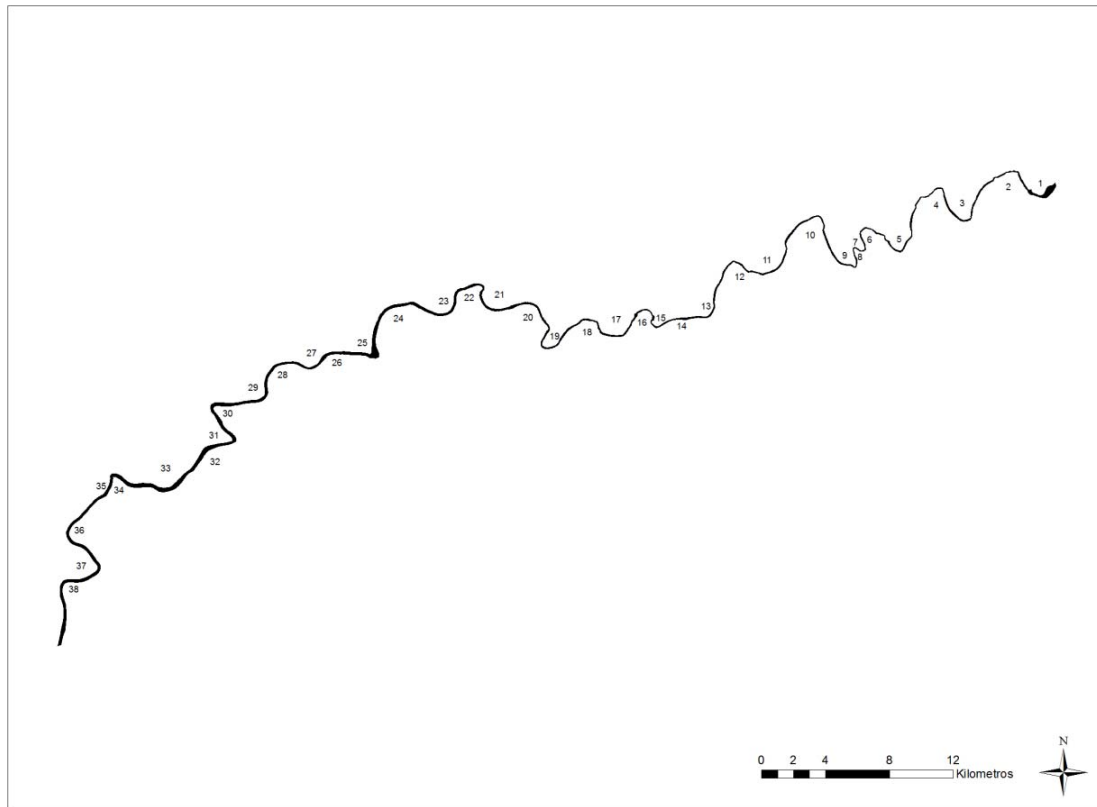


Figura 6.7: El trazado del Guadalquivir en el año 2010

En definitiva, desde finales del siglo XVIII hasta inicios del siglo XXI, el valor medio de la longitud de onda del arco experimenta un descenso progresivo, si bien no afecta de igual manera a todos los arcos de meandro. Su valor medio, que depende a su vez del número total de meandros que el trazado configura para cada momento, experimenta un incremento mantenido hasta comienzos del siglo XX, a partir del cual, descenderá progresivamente hasta el final del periodo analizado. Por otro lado, las longitudes de onda que predominan en el trazado del Guadalquivir desde 1778 son las correspondientes a los valores entre 2.000 y 3.000 m, que se mantiene, *grosso modo*, en torno al 30%; mientras que las que tienen valores entre 1.000 y 2.000m incrementan su porcentaje de manera progresiva desde 1818. Los valores más extremos de este parámetro, esto es, las

longitudes de onda superiores a 4.000 m y las inferiores a 1.000 m, presentan un comportamiento expuesto fundamentalmente a los procesos de rectificación del trazado y a los movimientos laterales del cauce.

6.1.1.2. Longitud de onda axial (L)

Por su parte, el estudio de la longitud de onda axial aporta un valor máximo para el trazado de finales del siglo XVIII, con un valor medio de 1.897,9 m y una desviación de 695,4 m, la menor de todo el periodo analizado (Cuadro 6.3). Su distribución por meandros queda definida por aquellos que alcanzan para la fecha valores inferiores a 2.000 m, suponiendo el 59,1% del total; de los cuales el 88,4% corresponden a valores de onda axial de entre 1.000 y 2.000 m. Mientras que el 40,9% restante tienen longitudes de onda axial superior a 2.000 m, siendo el grupo más destacado el que corresponde a los valores de entre 2.000 y 3.000 m (83,3%). Escasa representación, con un 6,8%, tienen los meandros con valores de onda axial inferior a 1.000 m (Nº 24, 31 y 32) y superior a 3.000 m (Nº 2, 4 y 39).

Para el inicio del siglo XIX este parámetro había reducido en algo más de un 2% su valor, alcanzando sin embargo, valores de onda axial medio y desviación sensiblemente superiores respecto al trazado anterior (Cuadro 6.3). Su distribución de frecuencia refleja un descenso de los valores de onda axial inferiores a 2.000 m (48,7%), especialmente evidente entre los de 1.000 y 2.000 m (Cuadro 6.3 y Fig. 6.3); así como el incremento de meandros con onda axial superior a 2.000 m, sustancialmente aquellos con valores superiores a 3.000 (Nº 2, 4, 8, 11, 20 y 36).

Axial_1778 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	3	6,8	Min: 862,55
>1000-2000	23	52,3	Max: 3664,57
>2000-3000	15	34,1	Suma: 83507,27
>3000-4000	3	6,8	Media: 1897,89
Total	41 más 3 T.R	100,0	D. Estándar: 695,44

Axial_1818 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	2	5,5	Min: 671,97
>1000-2000	16	43,2	Max: 4300,51
>2000-3000	13	35,1	Suma: 81600,91
>3000-4000	5	13,5	Media: 2205,43
>4000	1	2,7	D. Estándar: 767,78
Total	37	100,0	

Axial_1918 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	7	18,9	Min: 514,70
>1000-2000	12	32,4	Max: 5214,53
>2000-3000	12	32,4	Suma: 78385,56
>3000-4000	4	10,8	Media: 2118,52
>4000	2	5,5	D. Estándar: 1035,10
Total	37*	100,0	

(*) Sólo se contabiliza el antiguo trazado.

Para el año 1956 el tramo principal del río cuenta con las presas de Peñafior, Cantillana y Alcalá, así como una regulación de cuenca de 2.000 hm³			
Axial_1956 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	7	17,9	Min: 482,39
>1000-2000	15	38,5	Max: 5505,33
>2000-3000	13	33,3	Suma: 78286,10
>3000-4000	4	7,7	Media: 2007,33
>4000	1	2,6	D. Estándar: 1029,45
Total	40	100,0	

Para el año 2010 el tramo principal del río cuenta con las presas de Peñafior, Cantillana y Alcalá, así como una regulación de cuenca de 7.400 hm³			
Axial_2010 (m)	Frecuencia	Porcentaje (%)	E. Descriptivos
0-1000	6	15,8	Min: 401,66
>1000-2000	16	42,1	Max: 4970,29
>2000-3000	13	34,2	Suma: 75460,17
>3000-4000	2	5,3	Media: 1985,79
>4000	1	2,6	D. Estándar: 929,89
Total	38	100,0	

Cuadro 6.3: Parámetros descriptivos y distribución de frecuencia de la longitud de onda axial (L) del trazado del Guadalquivir entre 1778 y 2010

Un siglo después, el trazado del Guadalquivir disminuye en un 4% el valor medio de su longitud de onda axial ($L_m = 2.118,5$ m), mientras que la desviación ve incrementado su valor en un 34,8% respecto a la de comienzos del siglo XX; lo que supone ser la mayor desviación de todo el periodo analizado ($L_\sigma = 1.035,10$ m). Este hecho, al igual que pasa con la longitud de onda del arco, infiere un cambio en el comportamiento dinámico del Guadalquivir, manifestado en la convivencia de longitudes de onda axial muy dispares. La distribución de frecuencia da buena cuenta de ello, al incrementarse en algo más de trece puntos el porcentaje de la longitud de onda axial inferior a 1.000 m (18,9%); alcanzando el 51,3% los meandros que desarrollan una longitud de onda axial inferior a 2.000 m. Por el contrario, los meandros con longitudes de onda axial superiores a este valor mantienen, *grosso modo*, distribuciones similares a las de comienzos de siglo XIX.

El trazado de mediados del siglo XX mantiene el mismo comportamiento descrito con anterioridad para longitudes de onda axial inferiores a 2.000 m, esto es, conserva su incremento que, para entonces, alcanza el 56,4% del total de meandros desarrollados por el Guadalquivir. Sin embargo, en esta ocasión, son los meandros con onda axial entre 1.000 y 2.000 m los que experimentan dicho aumento, casi seis puntos más respecto a 1918. Por el contrario, la frecuencia de meandros con longitudes de onda superior a 2.000 m se reduce, aunque los que lo hacen de manera destacada son aquellos que superan valores de 3.000 m. Para la fecha, los únicos meandros que mantienen estas dimensiones son los meandros N° 4, 26, 35 y 40. Ello determina que, pese a que el descenso en el valor medio de este parámetro no es sustancial, si lo es el de su desviación típica, que mantiene valores próximos a los de comienzos de siglo XX (Cuadro 6.3).

Por último, el trazado correspondiente a principios del siglo XXI parece consolidar el comportamiento iniciado un siglo antes. Para este momento, se afianza el número de meandros con longitudes de onda axial superior a 2.000 m, lo que supone el 60% del total; aún cuando el incremento se detecta expresamente en los valores comprendidos entre 1.000 y 2.000 m (Cuadro 6.3). Junto a ello, se consolidan los meandros con longitudes de onda axial entre 2.000 y 3000 m, que corresponden a un 34% del total, mientras que desciende aquellos otros cuyos

valores superan los 3.000 m.

En definitiva, el parámetro de la longitud de onda axial ha disminuido progresivamente su valor, a lo largo del periodo analizado, algo más de 8 km. Esta reducción viene determinada en parte, al desarrollo de meandros más pequeños que surgen de la rectificación de algunos de los grandes meandros del siglo XVIII; y en parte, a la evolución que se deriva de los movimientos simples o complejos que experimentan los arcos de los meandros del Guadalquivir, y que tendremos ocasión de analizar más adelante.

Sobre la base de todo lo anterior, la sinuosidad del trazado del Guadalquivir disminuye sensiblemente en los primeros cuarenta años (Fig. 6.8), como consecuencia de la rectificación y abandono de los meandros 13, 19 (Madre Vieja de Tocina), 26, 34 y 40 (meandro de Quijano). Este comportamiento determina una reducción de 11,5 km, en la longitud de onda del arco y de 1,9 km en la longitud de onda axial, lo que explica una reducción de la tasa de sinuosidad de 1,58 a 1,47.

A partir de entonces, el trazado experimenta modificaciones notables y complejas, si consideramos que para el año 1918 contaba con dos brazos de meandros funcionales (Fig. 6.9). Para el conjunto de los cien años considerados, en el caso de no tener en cuenta las rectificaciones, el trazado del río Guadalquivir muestra una tasa de sinuosidad de 1,64, como respuesta por un lado, al crecimiento de un gran número de meandros (Nº 2, 6, 7, 18, 19, y 39), alcanzándose en varios casos su máxima dimensión (Nº 6, 7, 18, 19); y por otro, a la escasa importancia de los cambios producidos en el valor de la longitud de onda axial, que no supera el kilómetro. Por el contrario, en el caso de considerar el nuevo trazado del Guadalquivir (Fig. 6.9), es precisamente la rectificación de su recorrido lo que determina una reducción de algo más de 17 Km en la longitud de onda del arco y con ello, una tasa de sinuosidad de 1,42 (Cuadro 6.2).

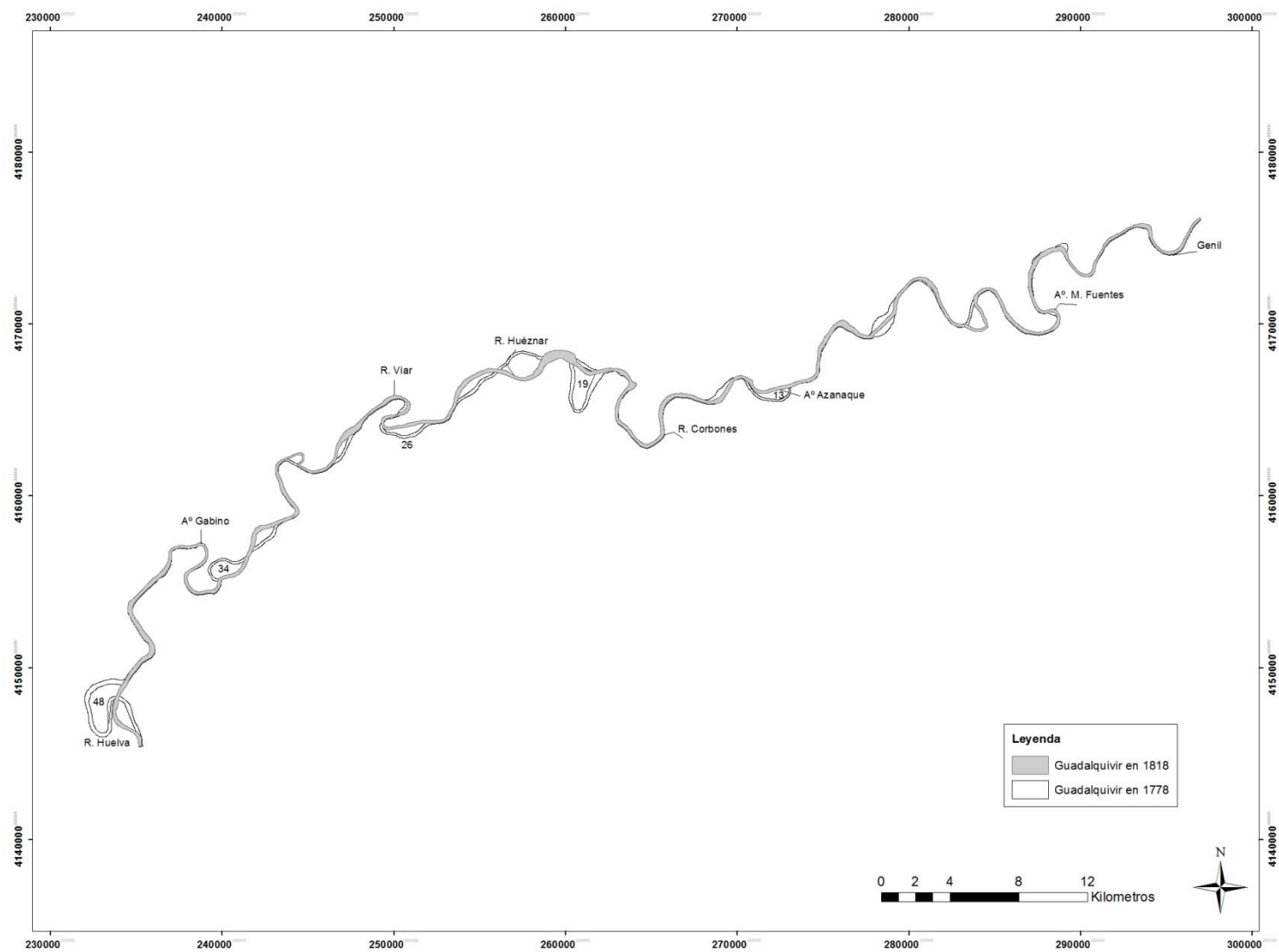


Figura 6.8: Cambios de trazado en el Bajo Guadalquivir entre 1778 y 1818

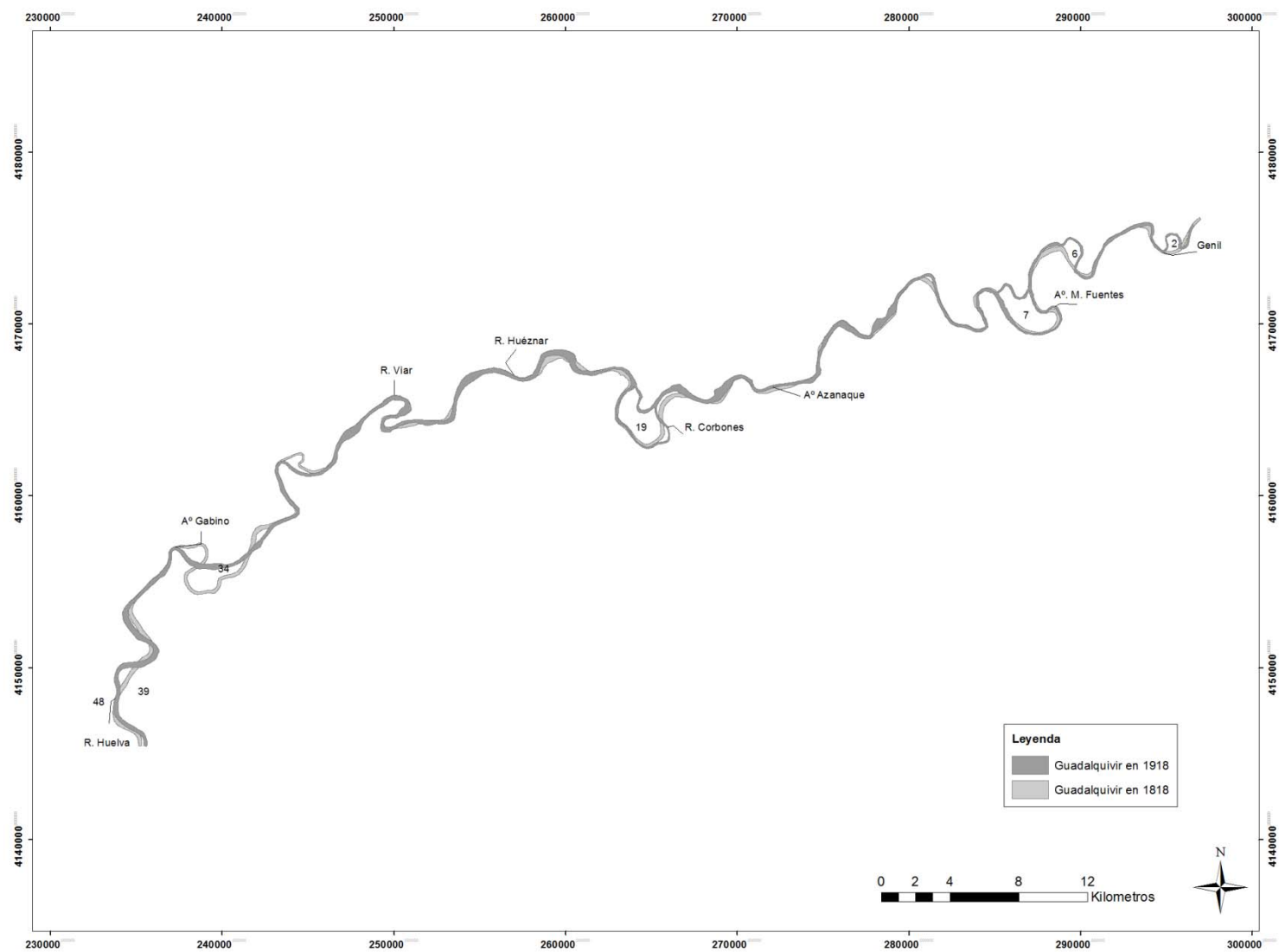


Figura 6.9: Cambios de trazado en el Bajo Guadalquivir entre 1818 y 1918

A partir de entonces y hasta mediados del siglo XX (Fig. 6.10), la tendencia del río Guadalquivir ha sido, entre otras, al abandono de los meandros rectificadas a principios de siglo (Nº 7, el meandro de El Rincón y 19, el meandro de Alcolea) y mediados del siglo XX (Nº 27 y 28, el doble meandro de Cantillana); así como a las rectificaciones parciales de varios de los meandros ubicados entre el Guadalbarcal y el río Genil (Nº 2, 6 y 11). Todo ello conlleva una reducción de la longitud de onda del arco de 18,7 Km; así como un descenso prácticamente inapreciable de la longitud de onda axial de los meandros en algo más de 99 m. Sin embargo, y lejos de lo que pudiera parecer a primera vista, estas modificaciones no se traducen en variaciones importantes de la sinuosidad del trazado si lo comparamos con el valor de sinuosidad del nuevo trazado de 1918 (de 1,42 a 1,41); aunque sí supone un cambio en la dinámica del Guadalquivir si se compara con el valor de sinuosidad del trazado histórico de 1918 (de 1,64 a 1,41).

Desde la segunda mitad del siglo XX hasta comienzos del siglo XXI, la reducción de la longitud de onda del arco alcanza los 3,2 km como consecuencia de las modificaciones parciales y locales de algunos meandros (Fig. 6.11). Junto a ello, la débil disminución de la longitud de onda axial de algo menos de 3 km, condiciona una tasa de sinuosidad de 1,42 prácticamente idéntica a la de mediados de siglo XX.

En definitiva, el río Guadalquivir mantiene una tendencia a la disminución de la sinuosidad de su trazado desde finales del siglo XVIII hasta comienzos del siglo XXI, con excepción del trazado de comienzos de siglo XX que alcanza una tasa de sinuosidad de 1,64. Este hecho se debe por un lado, al crecimiento que experimenta un gran número de meandros y a la funcionalidad de varios brazos de meandros previamente acortados. Es a partir de este momento cuando el río empieza a reflejar en su trazado una dinámica distinta, orientada al acortamiento y abandono de meandros de gran extensión; que se traduce directamente en una importante disminución de la tasa de sinuosidad del río desde el inicio de nuestro siglo.

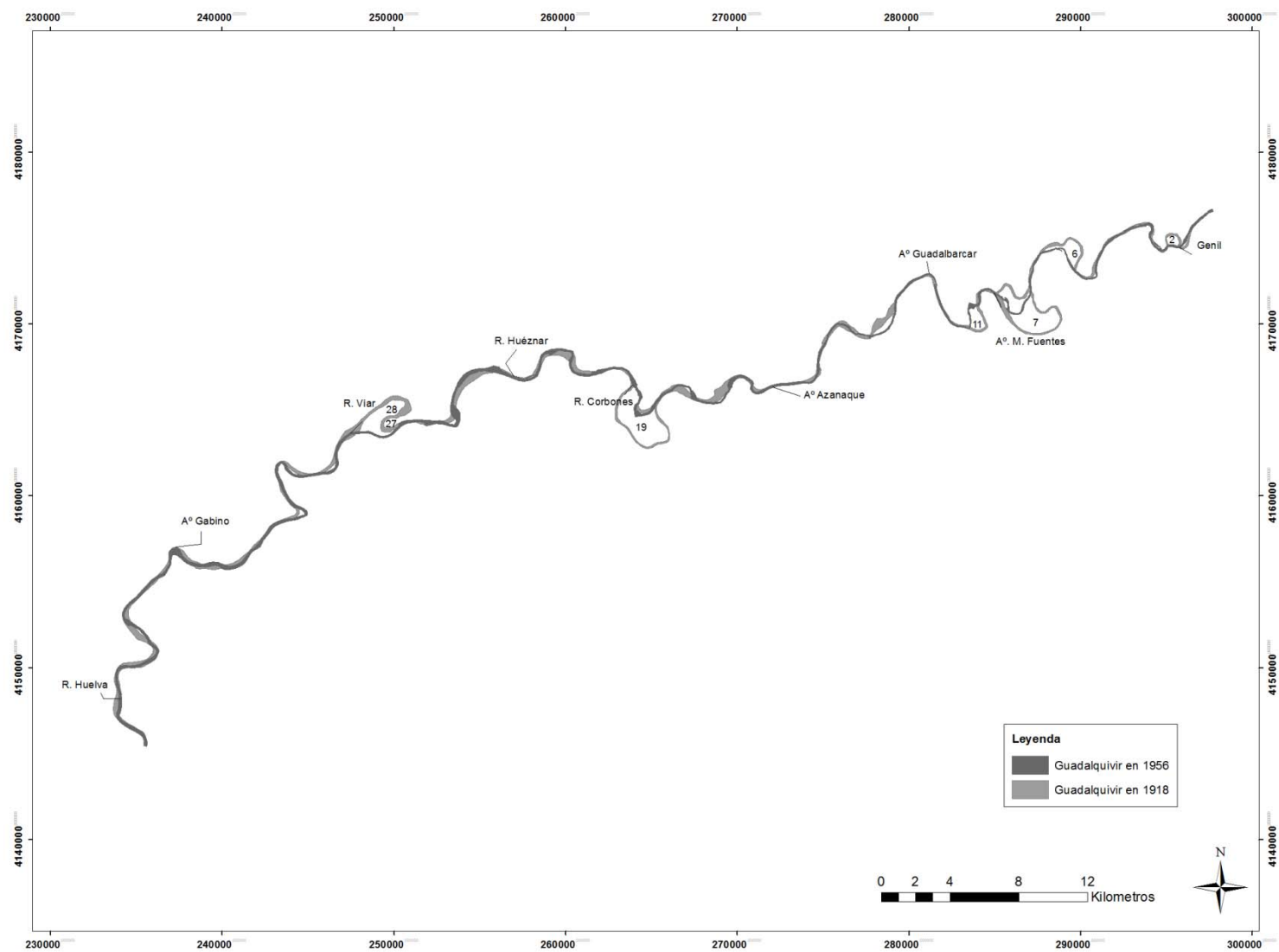


Figura 6.10: Cambios de trazado en el Bajo Guadalquivir entre 1918 y 1956

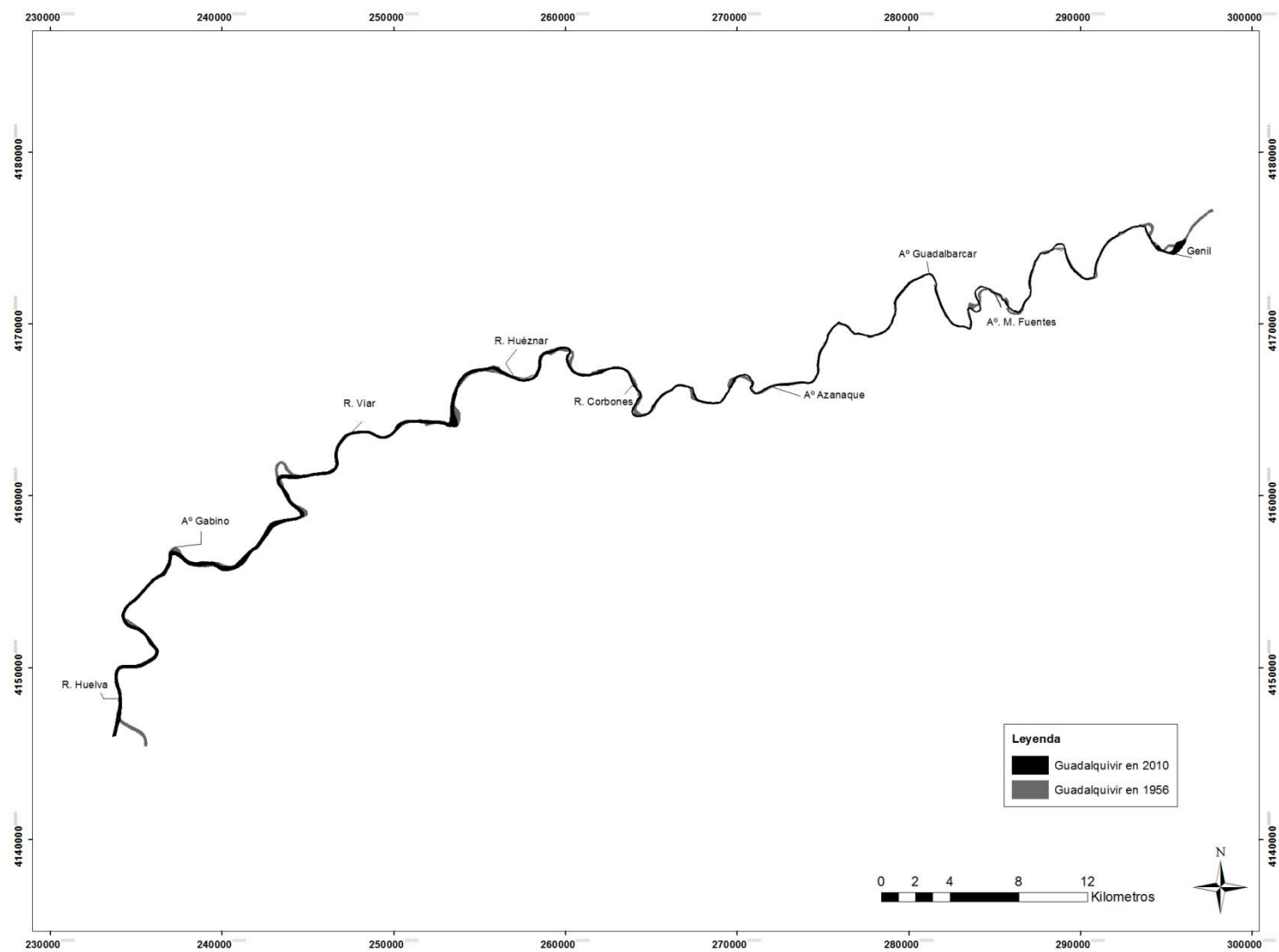


Figura 6.11: Cambios de trazado en el Bajo Guadalquivir entre 1956 y 2010

6.1.2. Radio de curvaturas (Rc)

El estudio de este parámetro en los últimos 232 años es de gran interés, dado que permite evaluar la mayor o menor complejidad de las formas de los meandros, atendiendo a las posibles causas que las generan; mientras que, por otra parte, es considerado un buen indicador morfométrico para la obtención de los caudales teóricos mediante fórmulas empíricas, como tendremos ocasión de ver más adelante.

En el primero de los trazados analizados, correspondiente a finales del siglo XVIII, el río Guadalquivir presenta un total de 41 meandros y tres pequeños tramos rectos, localizados aguas abajo de la confluencia del río Rivera de Huéznar. Para entonces, el radio de curvatura medio y su desviación típica alcanza valores de 1.064,8 y 442,1m respectivamente; oscilando sus valores extremos entre los 464,55 m del meandro septentrional de Cantillana y los 2.062,99 m del meandro N° 42. Entre ellos, el grupo predominante, con un 53,7% del total, desarrolla radios de curvatura entre >500 y 1.000 m (Fig. 6.12), distribuidos espacialmente de manera homogénea. Con él, un segundo grupo, que representa al 24,4% de los meandros y se localiza aproximadamente en el tramo central de la zona de estudio, cuenta con radios entre >1.000 y 1.500 m; mientras que el tercero, con una mayor concentración aguas abajo de la confluencia del río Genil, muestra radios entre >1500 y 2000 m y representan al 17,1% de los meandros. De escasa representación en el trazado de finales del siglo XVIII, con el 2,4%, son los meandros con valores de radios de curvaturas extremos, esto es, inferiores a 500 m o superiores a 2.000 m.

Asimismo, se aprecia y para entonces una cierta complejidad en las formas, al detectarse *loops* en el 58,5% de los meandros; de los cuales, más del 91% corresponden a *loops* de entre >250-500 m y >500-750 m. Esta incipiente complejidad se aprecia especialmente en los meandros localizados inmediatamente aguas abajo de la confluencia del río Genil y en el tramo comprendido entre la confluencia del arroyo de Gabino y la del río Rivera de Huelva.

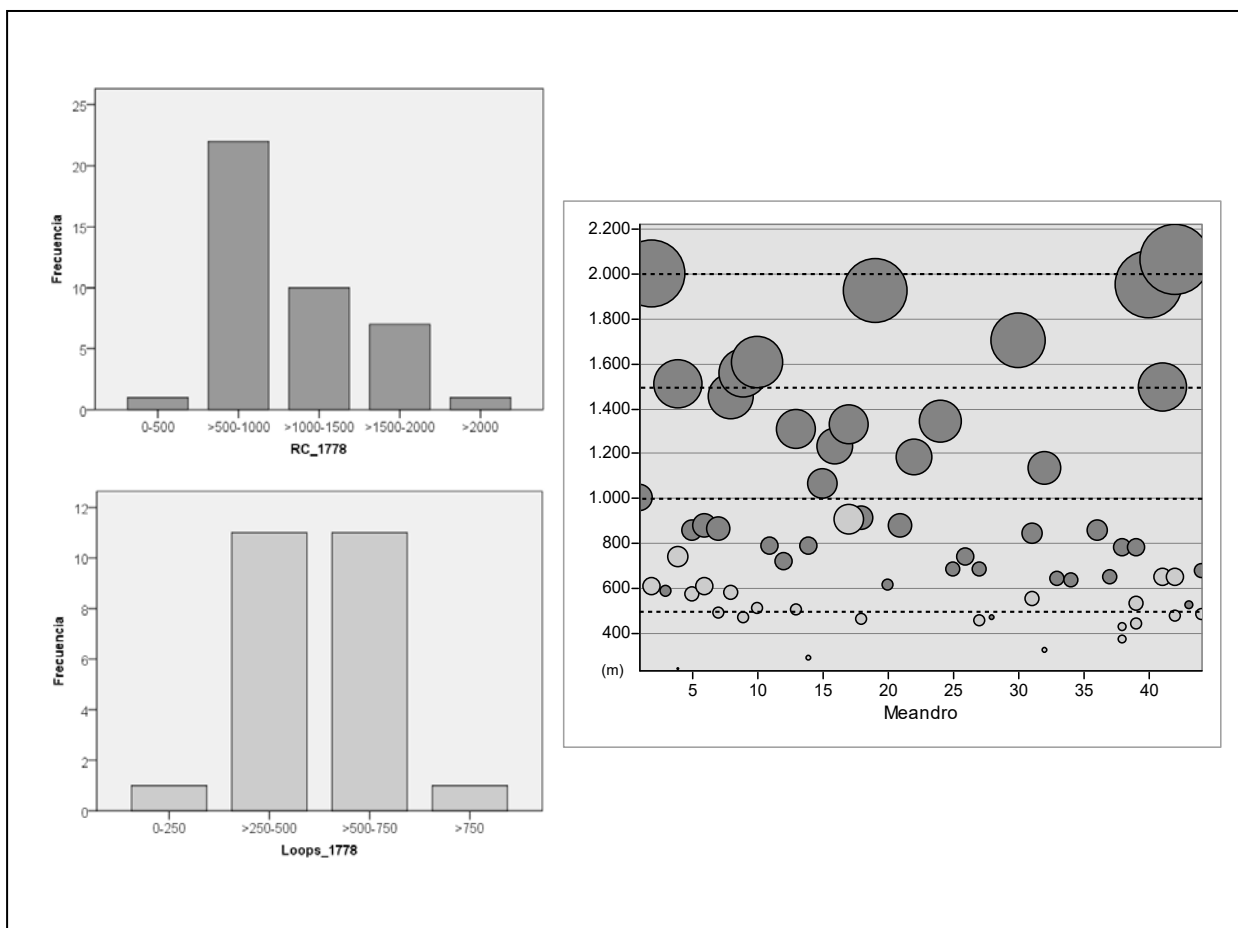


Figura 6.12: Distribución de radios de curvaturas y *loops* de meandro en el año 1778

El trazado de comienzos del siglo XIX describe 36 meandros y un tramo recto, tras el acortamiento y abandono de meandros de gran desarrollo, como se ha descrito anteriormente y la evolución compleja de algún tramo recto (Nº 20 en 1818). El resultado es un trazado en el que se aprecia un aumento general de las curvaturas con radios superiores a 1.000 m, más del 61% (Fig. 7.13), descendiendo considerablemente, respecto a finales del siglo XVIII, el grupo de meandros con radios entre >500 y 1.000 m, que para esta fecha corresponde sólo al 33,3% del total de los meandros, y se circunscriben, *grosso modo*, a aguas arriba del arroyo de Algarín y aguas abajo del arroyo de Trujillo. Este hecho implica un ligero incremento en el radio de curvatura medio ($R_{cm}= 1.224,62$ m), así como una mayor disparidad entre meandros, tal y como queda reflejada en el aumento de la desviación típica ($R_{c\sigma}= 498,05$ m).

Por otro lado, se mantiene el comportamiento, ya descrito en el siglo XVIII, a

desarrollar radios de curvaturas secundarios en el tramo inmediatamente aguas abajo de la confluencia del río Genil y entre el arroyo de Gabino y la confluencia del río Rivera de Huelva; lo que supone formas más complejas y asimétricas en un 5,4% más de meandros. Este descenso de meandros sin *loops* se localiza, *grosso modo*, en la zona central del trazado, entre los meandros N°12 y 25; mientras que cuando en estos casos los desarrollan, siempre lo hacen con radios superiores a 750 m. En cuanto a la distribución de los *loops* se detecta un descenso de los radios entre >250 y 500 m, respecto al periodo anterior; así como un incremento de los radios entre >500 y 750 m. Este comportamiento se traduce en una mayor disparidad entre *loops*.

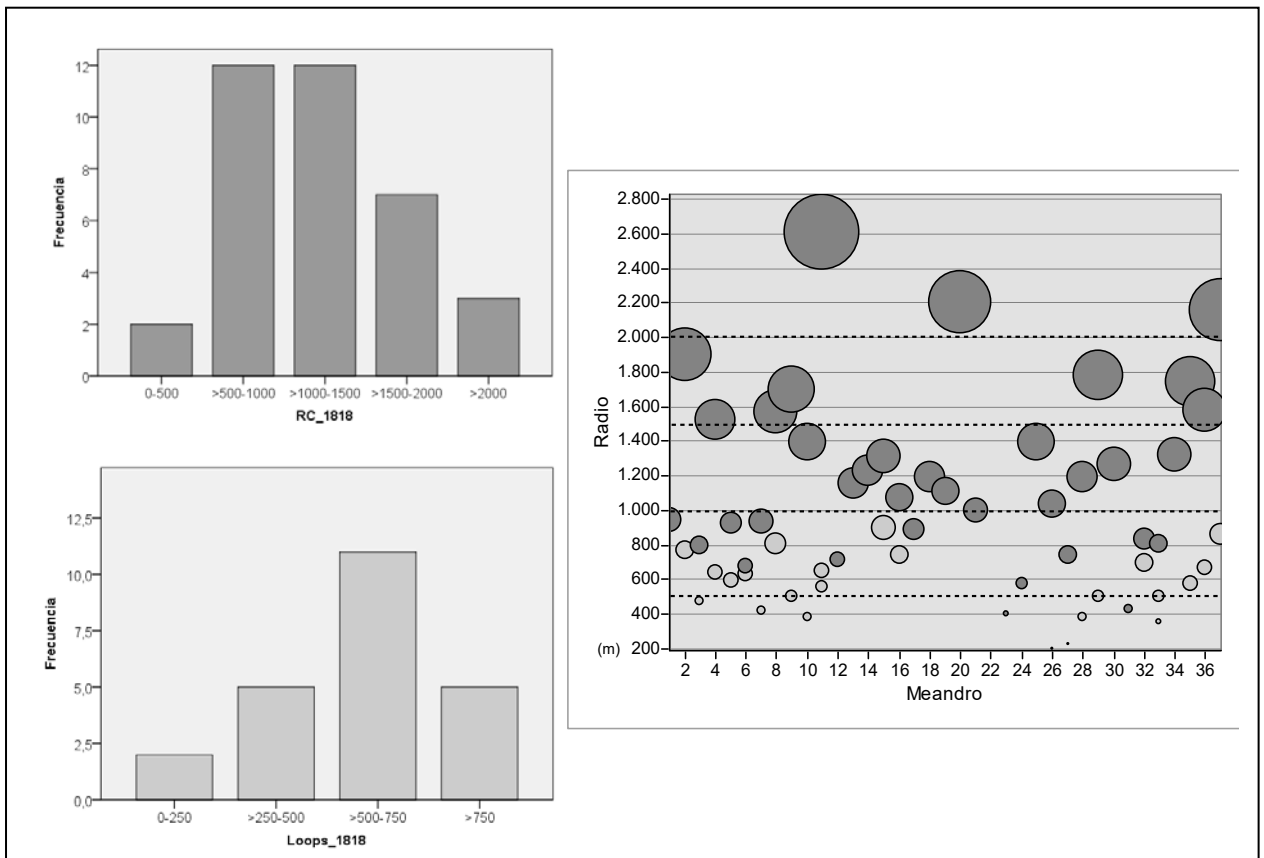


Figura 6.13: Distribución de Radios de curvatura y *loops* de meandro en el año 1818

Un siglo más tarde, tal y como se expuso en el apartado anterior, la cartografía del momento describe al río Guadalquivir con dos brazos de meandros

funcionales. Si tenemos en cuenta el nuevo trazado evidenciamos las importantes modificaciones que experimenta el Guadalquivir para comienzos del siglo XX. Junto a la dinámica de acortamientos de grandes meandros (Nº 7 y 19) por uno o varios más pequeños (Nº 7, 8 y 9; Nº 19), se les une el acortamiento de algunos meandros de menor curvatura, localizados entre Alcalá y La Rinconada. Estos en concreto pasarán a configurar el meandro Nº 34 que alcanza, para la fecha, el mayor radio de curvatura. Igualmente destacable es la dinámica que experimenta la zona de confluencia del río Genil, que de constituir un solo meandro en el siglo XIX pasará a configurar tres (Nº 1, 2 y 3), con pequeños radios de curvaturas, a comienzos del siglo XX. Con todo ello, el nuevo trazado del Guadalquivir estaría constituido por 39 meandros con un valor medio de radio de curvatura ($R_{cm} = 1.132,48$ m) sensiblemente menor al de comienzos de siglo XIX, pero con una desviación típica mucho mayor que en la etapa anterior ($R_{c\sigma} = 652,5$ m).

En cuanto a la distribución que describen los datos (Fig. 6.14), viene representada por el aumento, en más de dieciséis puntos, de los meandros con radios inferiores a 500 m (21,6%); especialmente aguas abajo de la confluencia del río Genil. Se mantiene el descenso de los radios comprendidos entre >500 y 1.000 m (21,6%), iniciado a comienzos del siglo XIX y restringido a la zona central del trazado; a la vez que se mantiene prácticamente constante el porcentaje de meandros con radios entre >1.000 y 1.500 m, especialmente aguas abajo del río Corbones. Por otro lado, disminuyen casi seis puntos los que desarrollan radios entre >1.500 y 2.000 m, mientras que aumenta sensiblemente aquellos con radios superiores a 2000 m, como consecuencia de la reagrupación de meandros (Nº 34 en 1918). Al mismo tiempo, es necesario destacar que más del 59% de los meandros no desarrollan *loops*, lo que supone un incremento superior al 39% respecto al siglo XIX. La dinámica de acortamientos mediante curvaturas de escaso radio puede ser la explicación a este comportamiento. Junto a ello, se evidencian también cambios importantes en el tamaño de los mismos. Desciende de manera drástica, más de veintisiete puntos, los *loops* de radios entre >500 y 750 m (13,5%), mientras que aquellos que superan los 750 m, lo hacen de manera moderada (8,1%). En esta ocasión, tan sólo los radios comprendidos entre >250 y 500 m parecen incrementar su porcentaje hasta un 18,9% del total

de los loops. En cualquier caso, la distribución espacial de los meandros con *loops* se concentra entre la confluencia del río Genil y la del río Corbones.

Por el contrario, si considerásemos exclusivamente el brazo antiguo o histórico, el trazado del Guadalquivir describiría 37 meandros, con un radio de curvatura medio ($R_{cm} = 1.191,84$ m) algo superior al del nuevo trazado, pero con una desviación sensiblemente inferior ($R_{co} = 628$ m). En cuanto a la distribución de frecuencia del radio de curvatura, mantendría, *grosso modo*, la tendencia descrita respecto al siglo XIX, a excepción del grupo de meandros con radios entre >1.000 y 1500 m que no descendería su porcentaje sino que por el contrario aumentaría respecto al siglo XIX.

En definitiva, el trazado de comienzos de siglo XX infiere ya una convivencia de meandros con radios de curvaturas diferentes, que se manifiesta no sólo en la distribución de los meandros sino también en un descenso del radio medio de curvatura así como en el aumento de su desviación típica.

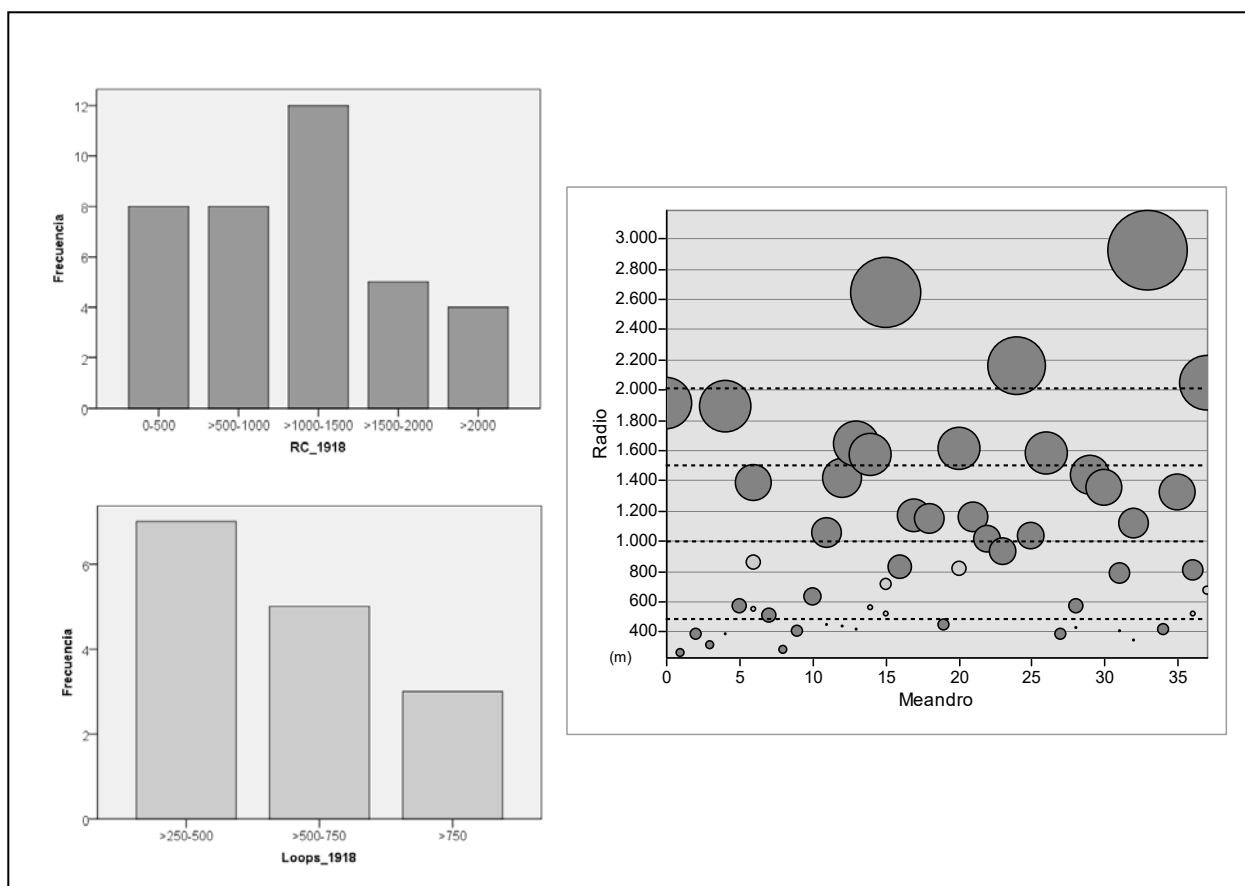


Figura 6.14: Distribución de radios de curvatura y *loops* de meandro en el año 1918

El trazado de mediados del siglo XX mantiene la tendencia de acortamientos de grandes meandros, como es el caso de los meandros septentrional y meridional de Cantillana (Nº 27 y 28, en 1918); así como la de acortamientos parciales y rectificaciones de pequeños meandros. Estos últimos corresponden con los cambios identificados tanto en los meandros Nº 6 y 11, como en los meandros Nº 2, 7 y 8 (en 1918); todos ellos inmediatos a la confluencia del río Genil. Estos hechos determinan que para mediados del siglo XX el río Guadalquivir genere un trazado con 40 meandros, con una curvatura media sensiblemente superior a la de comienzos del siglo XX ($R_{cm} = 113,28$ m), y una desviación típica inferior a la de dicha fecha ($R_{c\sigma}=628,36$ m), pese a seguir teniendo valores muy superiores a los de los siglos XVIII y XIX. En cuanto a la manera de distribuirse (Fig. 6.15), el trazado de mediados de siglo XX experimenta un incremento importante de los meandros con radios de curvatura entre >500 y 1.000 m, rompiendo así la tendencia de los últimos 150 años en los que progresivamente había ido descendiendo su frecuencia. Junto a ello, se detecta un importante descenso del radio de curvatura en el grupo de meandros con radios entre >1.000 y 1.500 ; manteniéndose el resto con valores muy similares a los de comienzo de siglo XX.

Asimismo, el trazado de mediados del siglo XX evidencia el descenso en la frecuencia de meandros sin deformaciones, que representa tan sólo el 25% de las curvaturas, lejos del 60% de comienzos del mismo siglo. Por otro lado, más del 40% de los *loops* tienen valores de radios entre > 250 y 500 m, lo que supone un incremento de más del doble en el valor de comienzos del siglo XX. Se mantiene la disminución de los radios comprendidos entre >500 y 750 m, así como la de los radios superiores a 750 m, iniciada a comienzos del siglo XX; mientras que se incrementa considerablemente la frecuencia de *loops* de radio inferior a 250 m, no identificados en el trazado de 1918. Ello determina la disminución en el valor medio del radio de curvatura de la serie ($L_{pm}= 401,85$ m) así como el aumento de la desviación respecto a ese valor medio ($L_{p\sigma}=218,12$ m), que alcanza para la fecha el máximo valor del periodo analizado.

En definitiva, el trazado de 1956 refleja por un lado, el descenso en los valores del radio medio de curvatura y de la desviación, aun cuando este último parámetro sigue siendo alto; y por otro, la mayor complejidad y asimetría que

adquieren las formas de los meandros como consecuencia, no sólo del desarrollo de loops en el 75% de los mismos sino de la gran diversidad existente entre ellos. Se consolida la existencia de meandros con radios de curvaturas dispares, constatada ya a comienzos del siglo XX.

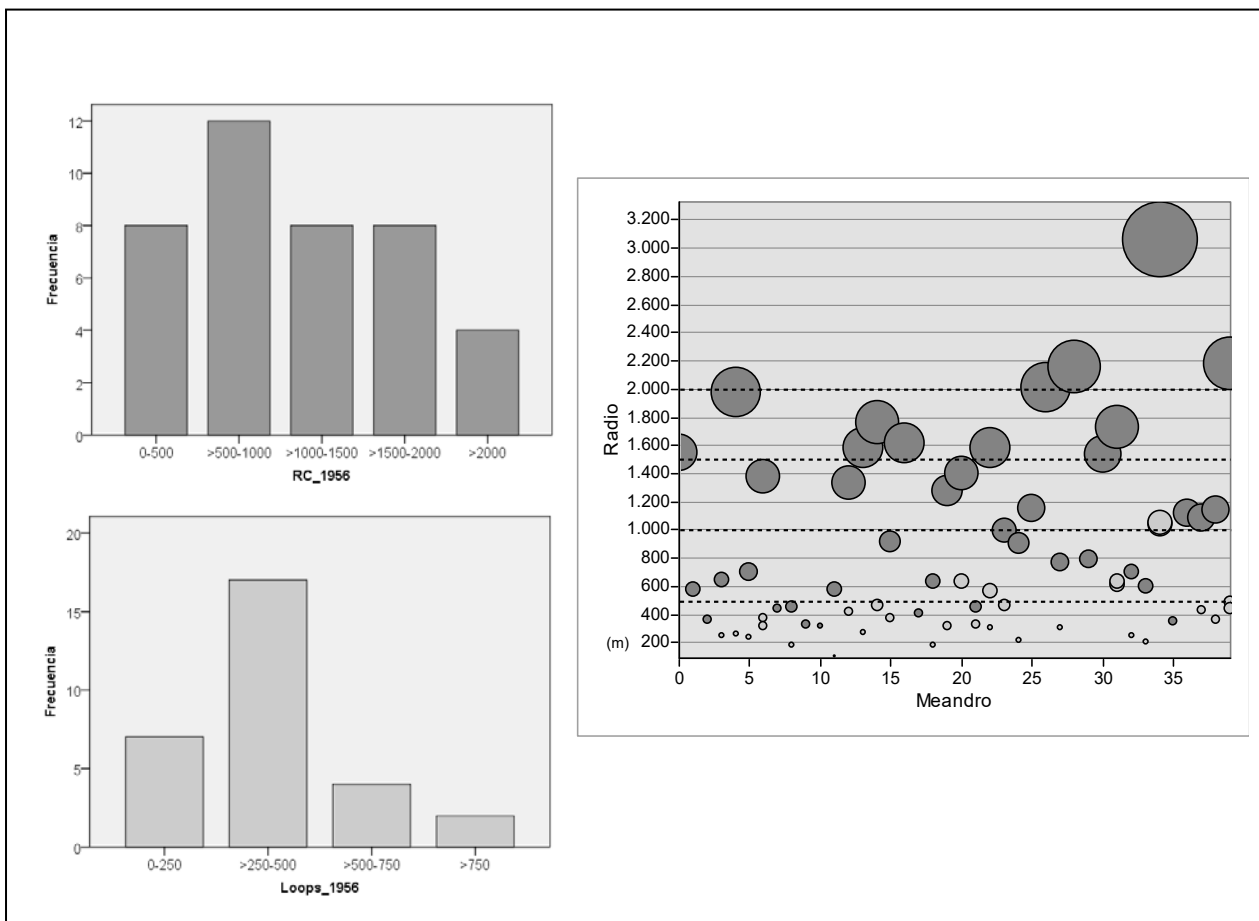


Figura 6.15: Distribución de radios de curvatura y *loops* de meandro en el año 1956

Por último, el trazado del Guadalquivir correspondiente a principios del siglo XXI, cincuenta y cuatro años después del anterior, manifiesta en su morfometría el resultado de la ejecución de la corta de la Cartuja, aguas arriba de Sevilla (Nº 40 de 1956), el acortamiento parcial del meandro de Brenes (Nº 32), así como las rectificaciones producidas en las inmediaciones de la confluencia del río Genil (Nº 1, 2 y 3 de 1956). En consecuencia, el trazado de 2010 desarrolla 38 meandros, en los que se reduce el valor medio del radio de curvatura ($R_{cm} = 1.006,85$ m), así como el de su desviación típica ($R_{co} = 595,95$ m); si bien este último sigue manteniendo un valor muy superior al de los trazados históricos del siglo XVIII y

XIX. En este caso, se aprecia un incremento de los meandros con pequeños radios de curvatura, especialmente de aquellos con radios entre >500 y 1.000 m (39,5%); mientras que se identifica un descenso en la frecuencia de meandros con radios mayores, especialmente de aquellos superiores a 2000 m (Fig. 6.8).

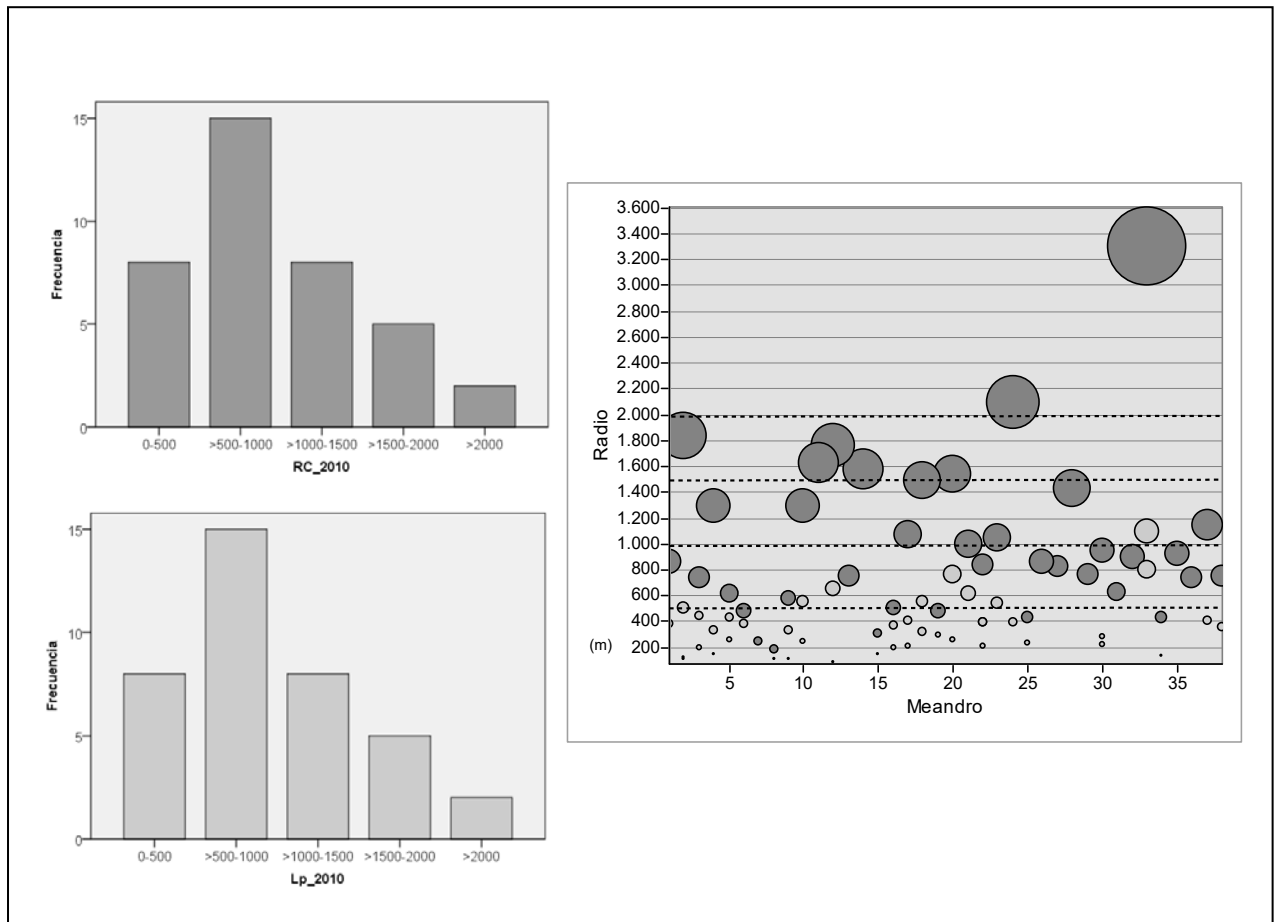


Figura 6.16: Distribución de radios de curvatura y loops de meandro en el año 2010

Pero si hay algo que destacar en la morfometría del trazado de comienzos del siglo XXI, es la proliferación de *loops* en los meandros. En este caso, tan sólo el 26% de los meandros generan formas simples, sin loops, y por lo tanto, sin deformaciones aparentes; mientras que el resto puede llegar incluso a desarrollar varios *loops* en un solo meandro. De ellos, es importante destacar el tamaño, en algunos casos extremadamente pequeños ($L_p = 82,9$ m), que no se evidencian en periodos anteriores; así como el descenso en el valor medio y en el de su

desviación ($L_{pm}= 356,3\text{m}$ y $L_{po}= 209,8\text{ m}$). De esta serie, más del 42% de los *loops* tienen radios entre >250 y 500 m , mientras que el 35,7% son inferiores a 250 m . Frente a ello, la frecuencia de *loops* con radios superiores a 750 m desciende aproximadamente a la mitad.

En definitiva, del análisis de este parámetro en los 232 años considerados se desprende un cambio notable, no sólo en los radios de curvatura de los meandros sino también en la evolución de los mismos hacia formas más asimétricas y complejas. Estos cambios están asociados por un lado, a la dinámica de acortamientos del Guadalquivir y la creación de nuevos meandros de menor radio ($<1.000\text{ m}$), que conviven con otros de evolución histórica y radios de curvatura amplios ($> 1.500\text{ m}$); y por otro al desarrollo de *loops* en la mayoría de los meandros del Guadalquivir, especialmente en los de evolución histórica. En consecuencia, el estudio de este parámetro define la convivencia de, al menos, dos tipos de familias de meandros de radios de curvaturas y formas muy diferentes.

6.1.3. Amplitud de onda (A_o)

En este caso, su utilización pone de manifiesto la elongación adquirida por los distintos meandros respecto a la dirección media de la corriente, dando idea del espacio ocupado por las curvas del río en sus desplazamientos laterales.

Desde finales del siglo XVIII el trazado del tramo Bajo del Guadalquivir (Palma del Río-Sevilla) ha contado con numerosos meandros de grandes amplitudes de onda, de los que buena parte, pese a haber experimentado alguna variación, han mantenido valores altos hasta comienzos de nuestro siglo (Fig. 6.1). Concretamente, el trazado que se ha reconstruido para finales del siglo XVIII se caracteriza por la presencia de un gran número de curvaturas con amplitudes de onda superiores a los 1.000 m (68%). De ellas, el 42,8% oscilan entre los 1.000 y 2.000 m , mientras que el 57,2% superan los 2.000 m de amplitud, existiendo tan sólo un meandro (Nº 5 de 1778) que excede en más de 1.000 m el último valor (Fig. 6.17). Por el contrario, sólo un 32% de los meandros tienen

amplitudes inferiores a los 1000 m, de los que más del 71% no exceden los 500 m. En consecuencia, el Guadalquivir de finales del siglo XVIII configura un trazado caracterizado por una amplitud de onda media de 1.536,7 m y una desviación típica de 1.010,9 m, el mayor valor de desviación que alcanza este parámetro en los 232 analizados.

Si comparamos esta distribución con la que define el trazado a comienzos del siglo XIX (Fig. 6.17), se detecta que más del 22% de los meandros de finales del siglo XVIII han evolucionado mediante movimientos de extensión, acrecentando así su amplitud de onda. De esta manera, aumenta la frecuencia de meandros con amplitudes de onda entre >1.500-2.000 m y entre >500-1.000 m; suponiendo el 36% y el 16,7% respectivamente. Junto a esta dinámica de extensión creciente, el trazado del río Guadalquivir advierte también, para esta fecha, procesos de rectificación que se traducen en la disminución de meandros con amplitudes de onda superiores a 2.000 m. En este momento, estos valores de amplitud de onda caracteriza al 30% de los meandros del Guadalquivir, casi un 20% menos respecto del trazado de finales del siglo XVIII. Todo ello determina, por tanto, una reducción considerable del porcentaje de curvaturas que describen amplitudes menores de 500 m, ascendiendo al 77% el conjunto de curvaturas con valores superiores a 1.000 m. Este comportamiento conlleva un aumento en la amplitud de onda media, que para la fecha supera los 1.655 m, así como una reducción del 16% en el valor de la desviación ($Ao_{\sigma}= 828,8$ m).

Por tanto, hay que destacar la tendencia del río Guadalquivir a ampliar considerablemente las amplitudes de onda de los meandros en estos 40 años, fundamentalmente en los de menor extensión, lo que propicia una predisposición del río hacia la uniformidad en este parámetro.

La evolución posterior, esto es la correspondiente al siglo XX, de nuevo se ve afectada por la problemática que inducen las rectificaciones. Por ello, y tal como se ha hecho en otras ocasiones, debemos valorar los resultados dependiendo del brazo de meandro funcional que estemos analizando.

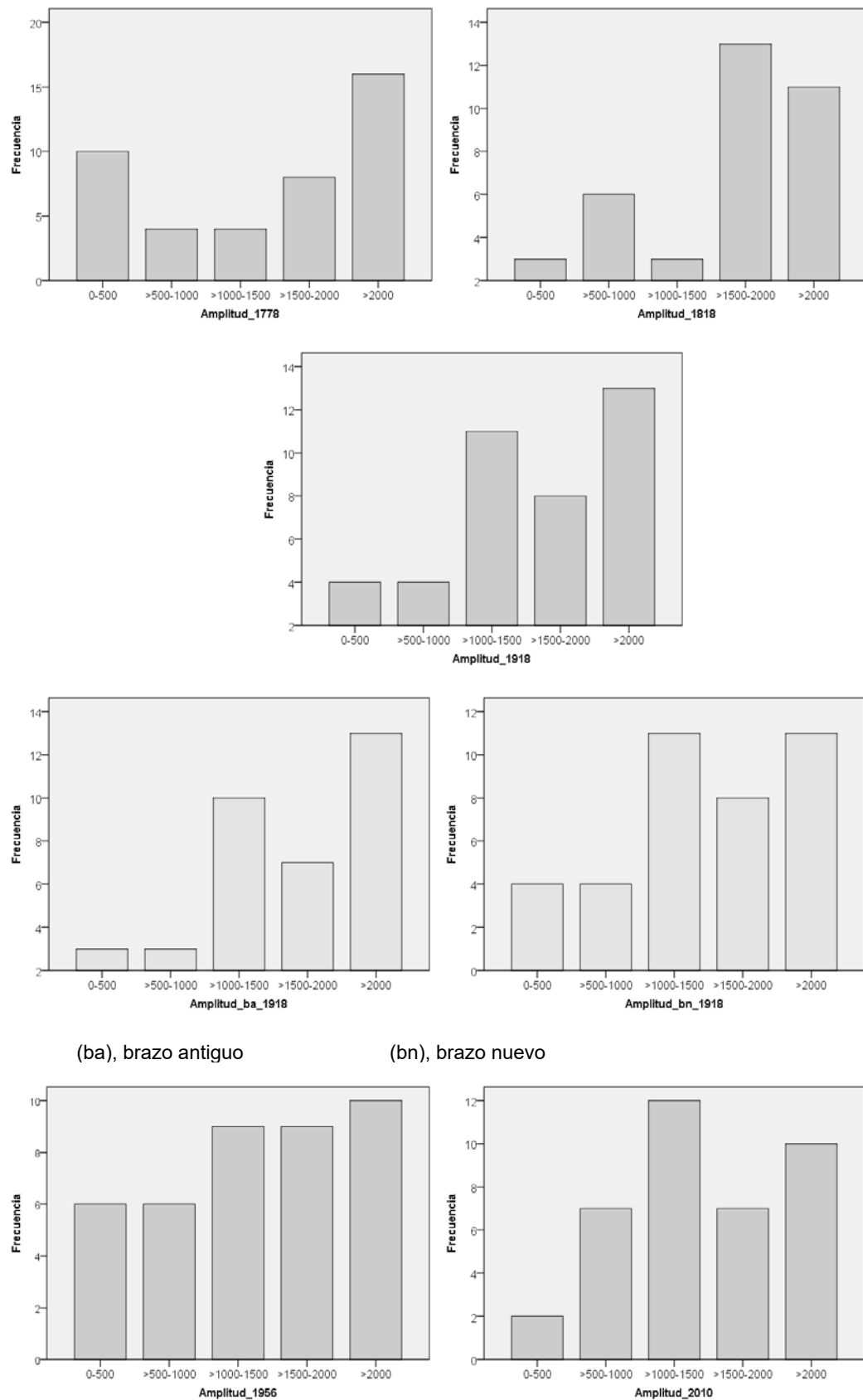


Figura 6.17: Distribución de frecuencia de la amplitud de onda desde 1778 hasta 2010.

Siguiendo el trazado más antiguo del cauce, destaca el aumento en las amplitudes de onda en el 63,8% de los meandros, frente al 27,9% que disminuye su valor, permaneciendo constante el valor de la amplitud en el 8,3% de los meandros. Este incremento se vincula a movimientos de extensión creciente, que amplía el porcentaje del grupo de meandros con amplitudes entre >1.000 y 1.500 (27,8%) y el de los que superan los 2.000 m (36,1%); este último, el grupo más numeroso y representativo del trazado de comienzos del siglo XX. En cuanto al descenso que experimenta la amplitud de onda en algo más del 27% de los meandros, previo a la generación del nuevo brazo y doble funcionalidad de los meandros N° 7 y 19, se debe igualmente a procesos de rectificación de trazado, en este caso parcial o local. Como consecuencia de todo lo anterior, el brazo antiguo de comienzos del siglo XX habría alcanzado la mayor amplitud de onda media ($A_{om}=1.710,15$ m), así como el mayor valor de desviación de todo el periodo analizado ($A_{o\sigma}= 852,1$ m).

Por el contrario, si tenemos en consideración el nuevo trazado, y al ser meandros que sobrepasan los 3.000 m de amplitud de onda los sometidos a rectificación, obtenemos un mayor número de curvaturas más acordes al 71% de las curvaturas que no llegan a sobrepasar los 2000 m de amplitud. Ello supone un descenso en la amplitud de onda media ($A_{om}= 1.536,06$ m) y en la desviación ($A_{o\sigma}= 725,85$ m) respecto al siglo XIX. En este caso, y en contraposición con la distribución descrita anteriormente, aumentaría el porcentaje de meandros con amplitudes inferiores a 500 m, disminuyendo, por tanto, las amplitudes con valores por encima de 2.000 m.

En definitiva, y a juzgar por el comportamiento de este parámetro, la dinámica de acortamiento de grandes meandros en el Guadalquivir, que refleja el trazado de comienzos del siglo XX, habría tenido lugar tras haber alcanzado el río la mayor elongación media desde finales del siglo XVIII.

La evolución del trazado del río Guadalquivir, a mediados del siglo XX, denota la continuidad en el aumento de las amplitudes de onda de los meandros menos elongados, esto es, los que presentan valores inferiores a 1.000 m; que para entonces suponen el 30% de los meandros. Por el contrario, sigue

experimentando descensos el grupo de meandros con amplitudes entre > 1.000 y 1.500 ó superior a 2.000 m, como resultado del acortamiento, en este caso, del doble meandro de Cantillana (Nº 27 y 28 en 1918), entre otros procesos. En consecuencia, para mediados del siglo XX, el trazado del Guadalquivir verá reducido su amplitud de onda media ($Ao_m=1.451,29$ m), aumentando por el contrario, sensiblemente su desviación típica ($Ao_\sigma=761,36$ m).

Por último, la evolución del trazado del Guadalquivir de comienzos del siglo XXI mantiene la tendencia a la extensión creciente, iniciada tras el acortamiento de grandes meandros en el siglo XX. Ello determina un aumento en el valor medio de la amplitud de onda ($Ao_m=1.507, 69$ m), así como una disminución en el valor de su desviación típica ($Ao_\sigma= 674, 48$ m); que alcanza para entonces, el valor más bajo de la serie considerada. La distribución de frecuencias para este año refleja un aumento destacado en el número de meandros con amplitudes entre >1.000 y 1.500 m (31, 6%), y algo más débil en aquéllos con amplitudes superiores a 2000 m (26,3%). Ello determina un descenso en la frecuencia entre >1500 y 2.000 m, así como en las amplitudes inferiores a 500 m, que representan tan sólo al 5,3% de los meandros.

Por tanto, en el transcurso de estos doscientos treinta y dos años de estudio se detecta en primer lugar, una tendencia progresiva a la consolidación de meandros con amplitudes de onda entre >1.000 y 2.000 m; en segundo lugar, la desaparición de los meandros históricos cuyas amplitudes de onda superaban los 3.000 m; y por último, la pervivencia de amplitudes de onda que han variado en poco las de finales del siglo XVIII, junto con otras de nueva generación, inferiores a 1.000 m.

6.1.4. Banda Activa (Ba)

La banda activa de un río, como ya se ha indicado (*Vid. 2.2.2*) se trata de una magnitud de superficie, en la que intervienen tanto los meandros funcionales, como su dinámica lateral a lo largo del tiempo. Ello significa que bajo este concepto se aglutinan gran parte de los parámetros morfométricos anteriormente recogidos, con la ventaja de plasmar espacialmente los cambios acontecidos en

el área de la llanura aluvial más directamente sometida a la acción de las inundaciones.

La situación de partida que como sabemos corresponde al año 1778, se caracteriza por una banda activa de algo más de 156 Km², compartimentada en cuatro zonas como consecuencia de la existencia de tres tramos rectos, que actúan como respectivos puntos de ruptura (Fig. 6.18). A su vez, esta compartimentación de la banda activa del río varía en función de la amplitud de onda media de los meandros de cada sector, como se deduce de la alta desviación típica respecto al valor medio (1.010,9 m).

Con ello, el primer sector diferenciado por la ruptura 1 se identifica entre Sevilla y Brenes; y en él las amplitudes de la banda activa alcanzan valores superiores a 1.500 m (Cuadro 6.4). El segundo, entre Brenes y Cantillana, queda definido por la ruptura 2, situada aguas arriba de este Municipio; con amplitudes de onda superiores a 2.000 m, como se desprende de las transversales de los meandros de Brenes y Cantillana. La tercera zona, localizada entre Tocina y la desembocadura del Aº Azanaque, la define la ruptura 3 ubicada próxima a dicha desembocadura. Este sector carente de homogeneidad, presentan amplitudes que oscilan entre 500 y 3.300 m. Aguas arriba de esta tercera ruptura, la banda activa vuelve a recobrar cierta homogeneidad, definiendo un cuarto sector en el que los valores de amplitud oscilan entre 1.600 y 4.000 m (Cuadro 6.4).

Cuarenta años más tarde, en 1818, observamos cómo la superficie de la banda activa adquiere una mayor continuidad, y ello pese a producirse el abandono del meandro de la Madre Vieja de Tocina (Fig. 6.19). En líneas generales se registra un aumento de la banda activa que supera para entonces los 163Km². No obstante, lo más significativo, pese a la mayor homogeneidad existente en la amplitud de onda de los meandros, debida entre otros, a los movimientos de extensión creciente que experimentan buena parte de ellos; es la permanencia de dos (1 y 3) de las tres rupturas identificadas a finales del siglo XVIII.

MEANDROS	1778	1818	1918	1778-1918	1956	2010	1918-2010
PEÑAFLO	2054,3	2066,4	1874,5	∇	1906	2067,5	Δ
EL RINCON	4054,7	3794,2	3545	∇	2215,6	2355	∇
LA RAMBLA	2348,5	2342,4	2496,8	Δ	1430,3	1217,5	∇
LORA DEL RIO	1666,8	1611,5	1703,5	Δ	1863,7	1780,1	Δ
M. Aº ALGARÍN	1357,3	1131,5	1066,4	∇	1193,1	1199,4	Δ
M. Aº TAMUJO	1558,7	1656,7	2228,5	Δ	1339,5	1400,9	∇
ALCOLEA	3269,4	3344,6	3865,5	Δ	2291,6	2431,5	∇
TOCINA	501,3	1250,4	1328	Δ	1553,6	1650,3	Δ
M. Aº TRUJILLO	219,5	1505,8	1612,2	Δ	2152,3	2110,4	Δ
CANTILLANA	2335,4	1749,3	1759,5	∇	611,5	625,1	∇
BRENES	2009,8	20502	2433,1	Δ	2912,4	2336,6	∇
LA RINCONADA	1620,9	1670,5	2066,2	Δ	2163,4	2181,3	Δ
LA ALGABA	1709,9	1645,7	2051,2	Δ	2163	1489,1	∇

Unidad de medida: metro

Cuadro 6.4: Caracterización del parámetro de la Banda Activa (Ba) en algunos de los meandros más representativos del Bajo Guadalquivir por los cambios morfométricos registrados. Se incluye la evolución experimentada entre 1778-1918 y 1918-2010

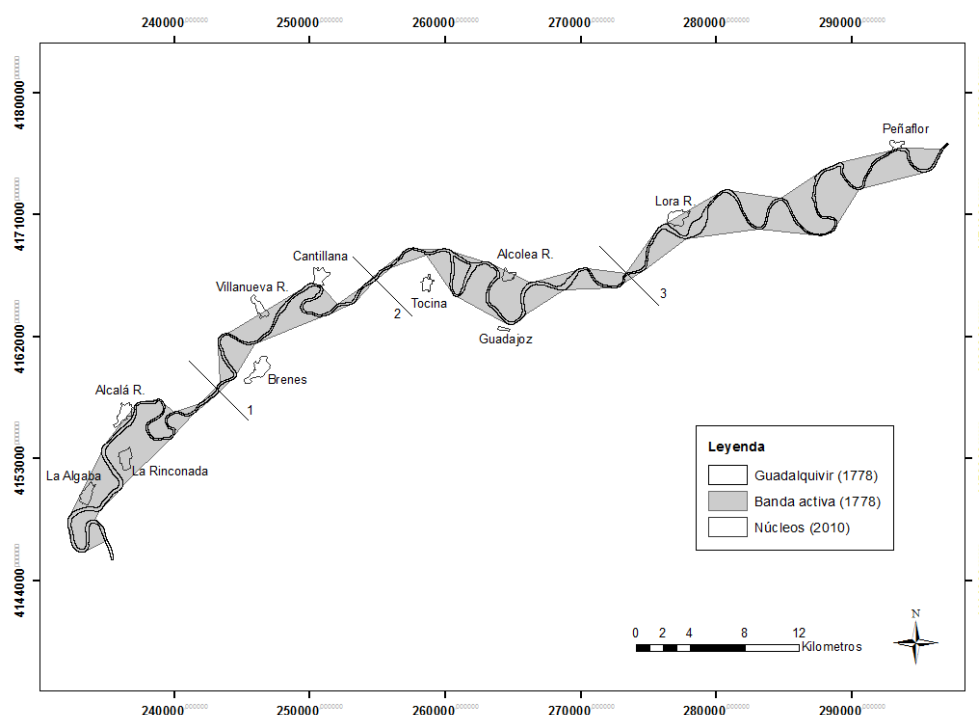


Figura 6.18: Banda activa del tramo Bajo del Guadalquivir en 1778. Se identifican tres rupturas en la Banda activa (1, 2 y 3)

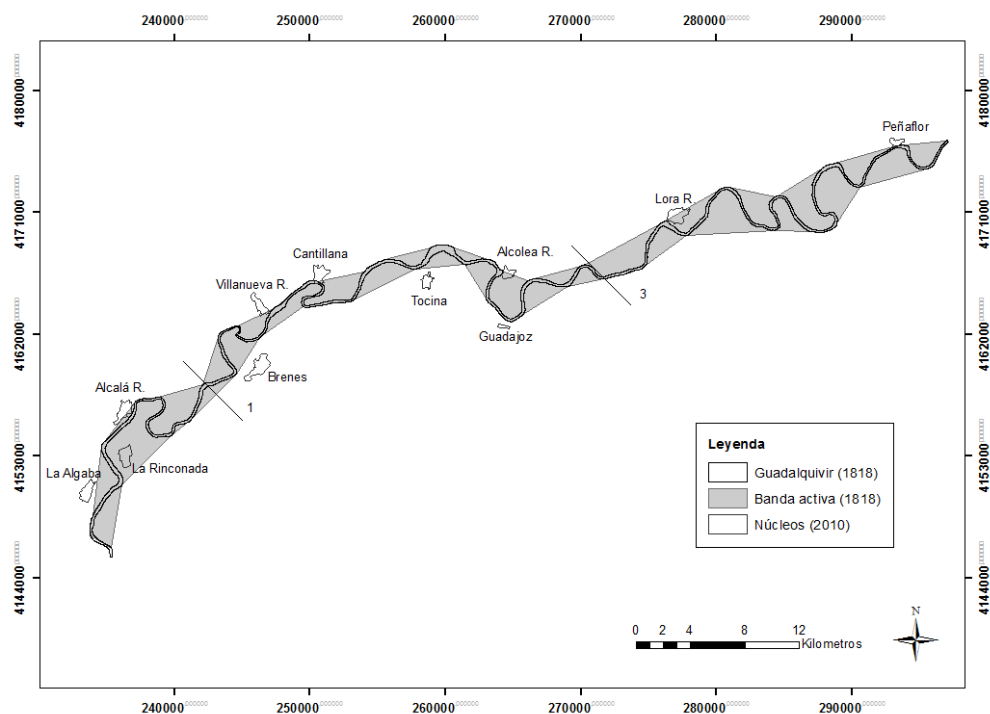


Figura 6.19: Banda activa del tramo Bajo del Guadalquivir en 1818. Se identifican dos rupturas en la Banda activa (1 y 3)

Esta situación se mantiene con ligeros matices hasta comienzos del siglo XX, donde lo más llamativo es la rectificación de los meandros que en la fase anterior habían alcanzado una mayor amplitud de onda y por tanto de la banda activa. No obstante, esto no afecta aún a los valores de su banda activa dada la funcionalidad, para este momento, de los dos cauces de los meandros de Alcolea y el Rincón (Cuadro 6.4); tampoco lo hará el acortamiento y posterior abandono de varios meandros localizados entre las localidades de Brenes y Alcalá del Río. Por el contrario, son los movimientos de extensión creciente que ejecutan muchos de sus meandros los que traerán consigo un aumento de la banda activa en algo más de 2 km², lo que supone unos 165 km². Asimismo, se mantienen las rupturas 1 y 3 de principios de siglo XIX (Fig. 6.20).

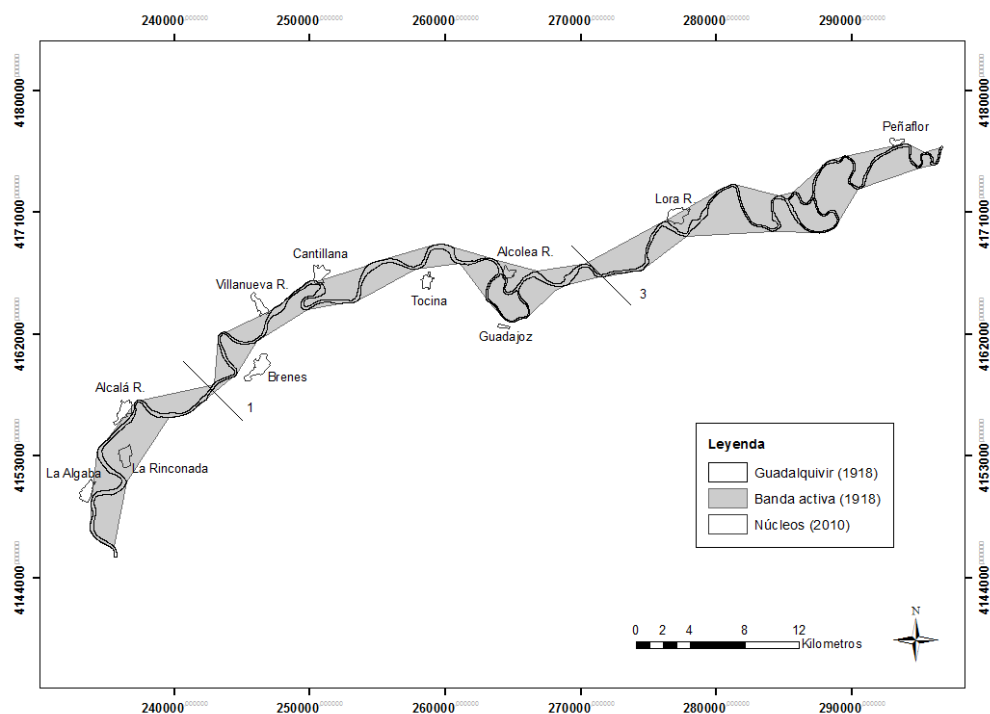


Figura 6.20: Banda activa del tramo Bajo del Guadalquivir en 1918. Se identifican dos rupturas en la Banda activa (1 y 3)

No será hasta mediados del siglo XX, cuando el trazado del Guadalquivir refleje una tendencia a la reducción de la superficie e incluso a una clara compartimentación de la banda activa, aún cuando en este caso la irregularidad entre las amplitudes de onda de los meandros no sea tan destacada como en épocas anteriores. En este caso, el abandono de meandros anteriormente rectificadas (El Rincón, Alcolea y Cantillana) será la causa principal por la que la banda activa se reduzca algo más de 32 km² y se compartimente, *grosso modo*, hasta en cuatro tramos diferenciados (Fig.6.21). A este respecto, se mantienen las rupturas 1 y 3 de finales del siglo XVIII, mientras que surgen dos nuevas rupturas, la 4 y la 5. La primera de ellas, al comienzo del tramo Bajo, está asociada a los pequeños meandros que surgen tras la rectificación y posterior abandono del meandro del Rincón; mientras que la segunda, al final del tramo Bajo, está vinculada al pequeño meandro que se insinúa ya en esta fecha, aguas abajo de la presa de Alcalá del Río.

Por último, el trazado correspondiente al año 2010, a nivel de banda activa, no hace sino consolidar los rasgos anteriormente descritos (Fig. 6.22). Pese a detectarse una débil disminución, de algo más de 3 km², ocasionada por movimientos locales de los meandros (Cuadro 6.4); la banda activa, mantiene su compartimentación, consolidándose las dos nuevas rupturas (4 y 5) detectadas a mediados del siglo XX. Con ello, para comienzos del siglo XXI, la banda activa del tramo Bajo del Guadalquivir alcanza los 130,14 km², quedando compartimentada en cinco sectores, del que destaca por extensión el sector comprendido entre las rupturas 1 y 3, consolidada desde comienzos del siglo XIX y en el que la banda activa se regulariza.

Por consiguiente, podemos concluir diciendo que las variaciones detectadas en la banda activa del río Guadalquivir en estos dos siglos reflejan un comportamiento, que comienza a finales del siglo XVIII, en el que la banda activa se presenta compartimentada y bastante heterogénea; pasando a una situación durante el siglo XIX y comienzos del XX, de progresiva continuidad y regularidad; para finalmente, en las últimas décadas del siglo XX y primeras del XXI, presentar la mayor compartimentación de todo el periodo considerado. En cuanto a las rupturas, la 1 y la 3 se mantienen desde el siglo XVIII, lo que podría indicar la existencia de unas condiciones lito-estructurales específicas que condicionaran la ruptura de la banda activa; mientras que la 4 y la 5 se consideran recientes y vinculadas a la dinámica propia del río. En el primer caso, asociada a la adaptación del trazado del río a unas condiciones hidrológicas diferentes tras el acortamiento de los meandros del Rincón y la Rambla, y en el segundo a la actuación antrópica, aguas abajo de la presa de Alcalá del Río.

En esta evolución, los procesos que predominan son los de dinámica lateral del río con expansión y crecimiento de los meandros, rectificaciones de trazados, y elongación-rotación de los mismos; acomodándose a las características paleohidrológicas del río inferidas a partir de las frecuencias en sus inundaciones (*Vid. 4.1.2.*). De esta manera, el mayor tamaño y homogeneidad de la banda activa correspondería al periodo de mayor número de inundaciones de la contemporaneidad, mientras que la reducción y compartimentación de la misma se situaría en condiciones hidrológicas de transición desde o hacia momentos

más secos, condicionada por un mayor control sobre el caudal.

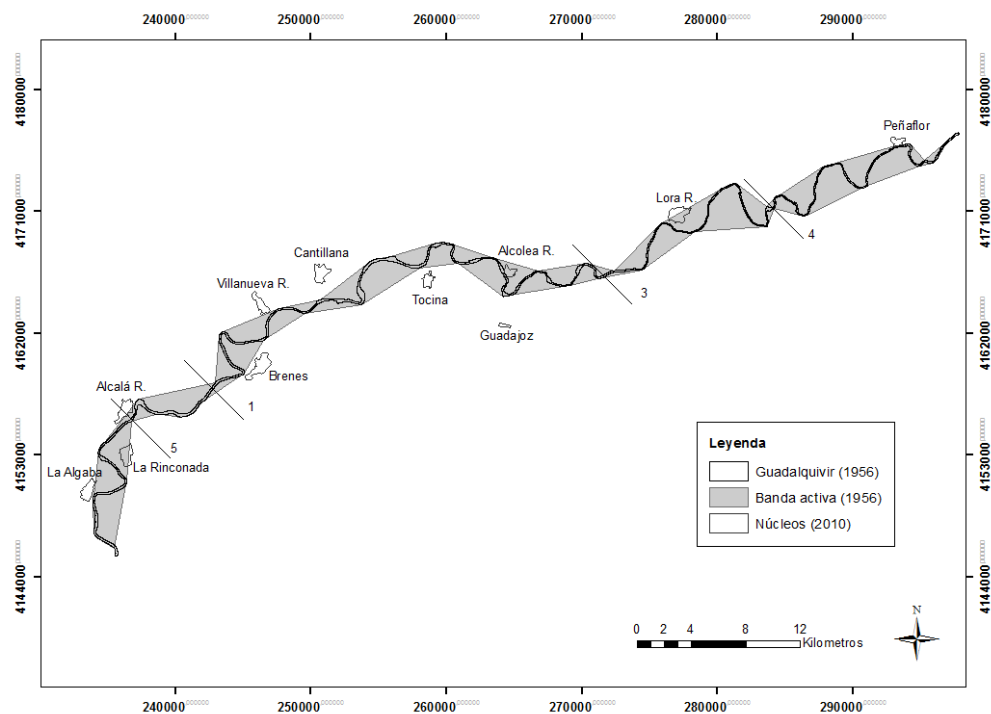


Figura 6.21: Banda activa del tramo Bajo del Guadalquivir en 1956. Se identifican las rupturas de la Banda activa (1, 3, 4 y 5)

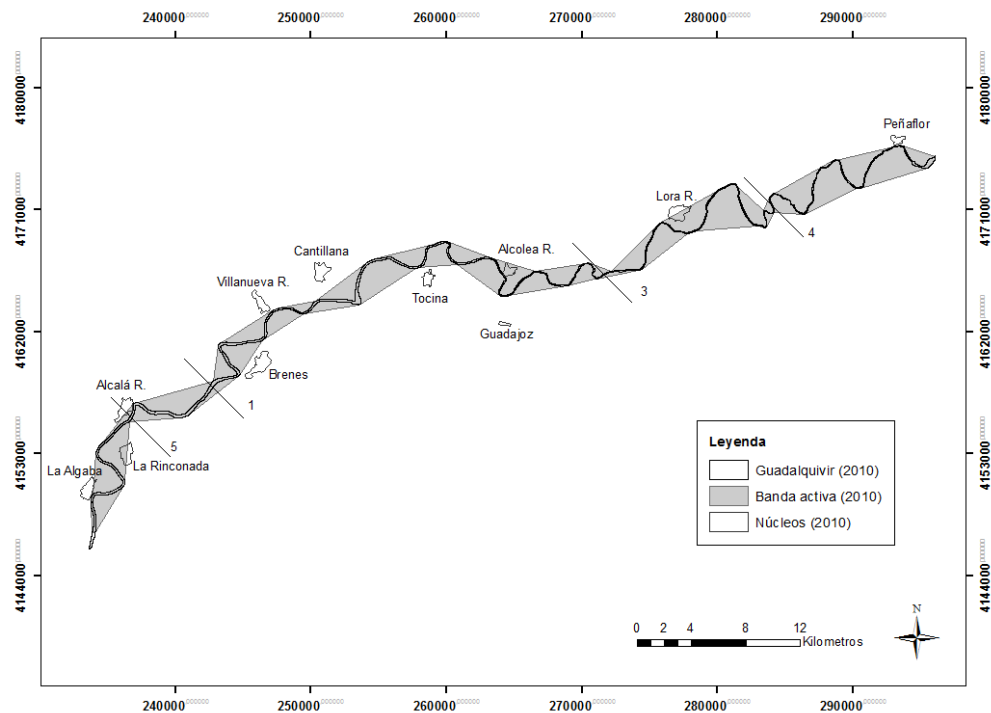


Figura 6.22: Banda activa del tramo Bajo del Guadalquivir en 2010. Se identifican las rupturas de la Banda activa (1, 3, 4 y 5)

6.2. ESTIMACIONES DE CAUDALES TEÓRICOS A PARTIR DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS

Puesto que a nivel empírico está constatada la relación existente entre las características geométricas del trazado de un río meandriforme y su régimen de caudal (LEOPOLD & WOLMAN, 1960; ACKERS & CHARLTON, 1970; ALFORD & HOLMES, 1985; BLUM & VALASTRO, 1989; KNIGHTON, 1998), y dado que éste a su vez se relaciona directamente con el clima; intentaremos establecer una evaluación de las posibles oscilaciones climáticas a partir de la evolución acontecida en los parámetros morfométricos del trazado del Guadalquivir en los últimos dos siglos. Para ello, recurriremos a dos de las ecuaciones empíricas más contrastadas y a su vez divulgadas en la bibliografía sobre el particular, como son las de CARLSTON (1965) y BRICE (1974) en las que se relaciona la geometría del trazado del río en un momento determinado con el caudal medio que por él circula. En estas ecuaciones, longitud media de onda axial y radio medio de curvatura son los parámetros que, en un río aluvial no confinado, registran las oscilaciones en los caudales.

CARLSTON (1965)	BRICE (1974)
$Q_m = 0,000047 L_m^{2,15}$	$Q_m = 0,0021 R_m^{2,03}$
$L_m = 106,1 Q_m^{0,46}$	

Este tipo de trabajos, muy utilizados por la escuela anglosajona durante el siglo XX, supone un intento de constatación empírica de los ríos como sistemas, si bien no es menos cierto que los distintos investigadores manifiestan sus reservas en cuanto a la idoneidad absoluta de estas fórmulas, en las que se relaciona dimensión de los meandros y caudal que por ellos circula (ALFORD & HOLMES, 1985 *cfr.* ROTNICKI, 1983). Entendemos por tanto, que los resultados obtenidos con este procedimiento son meramente aproximativos y que por ello deben ser valorados de un modo cualitativo.

En nuestro caso, y dado que en apartados anteriores han sido evaluados los cambios acontecidos en el trazado del Guadalquivir desde finales del siglo XVIII,

se ha procedido a estimar el caudal teórico al que respondería el trazado en cada momento, para de manera general relacionarlo con las últimas oscilaciones climáticas y el control antrópico sobre la hidrología.

Para ello, se han utilizado los parámetros de longitud media de onda axial y radio medio de curvatura, teniendo en cuenta que en este último caso se han tomado como válidos tanto el radio de cada meandro, como los loops presentes en cada uno de ellos. Así mismo es conveniente advertir al lector que para el año 1918 se han tenido en cuenta los dos brazos funcionales en algunos meandros del Guadalquivir (Alcolea y el Rincón), aún cuando la presencia del cauce rectificado esté indicando que pudiera obedecer a condiciones hidrológicas distintas. Con todo, los resultados obtenidos para cada momento y que se han recogido en el cuadro 7.5 ponen de manifiesto las siguientes consideraciones:

a) Se ha podido constatar que para una misma fecha los valores teóricos de caudales difieren bastante unos de otros en función del parámetro que se utilice. En principio, esta diferencia en los resultados, siempre en torno a algo más del doble, nos hizo pensar en la posibilidad de que ambos parámetros no pertenecieran a la misma población, lo cual estaría indicando que los parámetros L_m y R_m no presentarían relación alguna entre sí. Sin embargo, el análisis de varianza entre las dos muestras estudiadas (*Prueba F para varianzas de dos muestras*) aporta un estadístico ($F=2,22$) inferior al valor crítico del estadístico ($V_c F=6,38$) para un nivel de significación de 0,05; por lo que podemos asumir, en principio, que las varianzas no presentan diferencias estadísticamente significativas. Con ello, se confirma la relación existente entre ambos parámetros, lo cual lleva a pensar que la variación de los resultados pueda ser fruto de un coeficiente multiplicador que aleje los resultados siempre en algo más del doble.

b) Es igualmente detectable a través de los valores de caudales, la variación en el comportamiento de ambos parámetros ante las mismas condiciones hidrológicas; es decir, la diferencia, aún cuando ésta sea sensible, entre los caudales de los años 1783, 1818 y 1918 reflejan a su vez modificaciones en la longitud media de onda axial, mientras que ésta es inapreciable en los radios de curvatura. Esto puede deberse, como ya apuntábamos en otro momento, a la permanencia en el

trazado del Guadalquivir de meandros con radios de curvatura de otras épocas, que a lo máximo que evolucionan en algunos casos es al desarrollo de loops. De ahí se entiende que no haya cambios notables en el radio medio de curvatura entre 1783 y 1918.

AÑO	CARLSTON (1965)	AÑO	BRICE (1974)
1778	Lm=1897,89 m σ =695,44 m	1778	Rcm= 788,55 m σ = 452,58 m
Q _{teórico}	6753,19 cfs	Q _{teórico}	17783,06 cfs
Q _{teórico}	191,23 m³/s	Q _{teórico}	503,55 m³/s
1818	Lm=2205,43 m σ = 767,78 m	1818	Rcm=895,65 m σ = 521,54 m
Q _{teórico}	9326,89 cfs	Q _{teórico}	23029,47 cfs
Q _{teórico}	264,10 m³/s	Q _{teórico}	652,12 m³/s
1918	Lm=2118,52 m σ = 1035,10 m	1918	Rcm= 835,03 m σ = 625,48 m
Q _{teórico}	8554,53 cfs	Q _{teórico}	19975,53 cfs
Q _{teórico}	242,23 m³/s	Q _{teórico}	564,64 m³/s
1956	Lm= 2007,33 m σ = 1029,45 m	1956	Rcm= 757,56 m σ = 612,63 m
Q _{teórico}	7618,28 cfs	Q _{teórico}	16393,05 cfs
Q _{teórico}	215,72 m³/s	Q _{teórico}	464,19 m³/s
2010	Lm= 1985,79 m σ = 929,89 m	2010	Rcm= 681,58 m σ = 548,73 m
Q _{teórico}	7443,60 cfs	Q _{teórico}	13227,64 cfs
Q _{teórico}	210,77 m³/s	Q _{teórico}	374,56 m³/s

Cuadro 6.5: Estimaciones de caudales teóricos a partir de los parámetros de longitud media de onda axial y radio medio de curvatura

c) Así mismo, es igualmente destacable la situación de comienzos del siglo XX, en la que comienzan a detectarse cambios importantes en ambos parámetros y por consiguiente en el caudal teórico, lo que estaría reflejando una ruptura con la tendencia mantenida hasta la fecha. En cualquier caso se pone de manifiesto un descenso notable y progresivo en los caudales, desde finales del siglo XVIII hasta el comienzo del siglo XXI.

La interpretación que resulta de estas consideraciones cabe entenderla, como ya apuntábamos en algún momento, en el marco de las fluctuaciones

paleohidrológicas que experimenta este tramo del río en esos doscientos años, así como de la regulación hidrológica que sobre el Guadalquivir se hace, fundamentalmente, a partir de la segunda mitad del siglo XX. En base a ello, podemos considerar las variaciones en los caudales como un reflejo de las condiciones paleohidrológicas del Guadalquivir en cada momento. Por tanto, el aumento de caudal que refleja el trazado del río entre los años 1783 y 1818 evidencia el paso de un periodo dominado por la escasez de inundaciones a un periodo en el que ha tenido lugar la mayor concentración de crecidas de los últimos quinientos años. De la misma manera, la disminución detectada en el caudal, según los trazados de los años 1818 y 1918, puede atestiguar la entrada en un nuevo periodo al que hemos denominado de transición; no sólo por la irregularidad existente en el comportamiento hidrológico del Guadalquivir en cuanto a concentración de avenidas, sino también por la funcionalidad de varios cauces funcionales en determinados meandros (Alcolea y el Rincón) de características morfométricas muy diferentes. Por tanto, y tal como lo refleja el trazado, el periodo de transición hay que entenderlo como el paso a unas condiciones hidrológicas distintas a las que hasta el momento caracterizaba el trazado del Guadalquivir.

Durante el siglo XX el río Guadalquivir ha seguido acomodando su trazado a las nuevas condiciones climáticas, manteniendo la tendencia iniciada a comienzos de siglo, pero sin duda, y tal como se observó en el apartado correspondiente, lo ha hecho también como respuesta a la regulación hidrológica de su cuenca. En este marco hay que entender que para la segunda mitad del siglo XX y con posterioridad, el río reduzca sensiblemente el radio de curvatura medio, detectándose una gran desviación respecto a los valores de la media, y en general disminuya también sensiblemente, el valor teórico de su caudal.

En definitiva, asumiendo todo tipo de reservas en cuanto a la metodología empleada, podemos indicar que en el río Guadalquivir existe una perfecta adecuación en las tres direcciones que venimos considerando, a saber, oscilaciones climáticas, fluctuaciones en la paleohidrología y variaciones en la geometría de su trazado.

6.3. CAMBIOS DE TRAZADO Y TIPOS DE MEANDROS EN EL BAJO GUADALQUIVIR DURANTE EL ÚLTIMO SIGLO (1918-2010)

Dado que es a partir de comienzos de siglo XX cuando el río Guadalquivir experimenta las mayores modificaciones en su trazado, tal y como se ha visto en apartados anteriores, se ha considerado oportuno asimismo cuantificar qué tipos de movimientos ejecutan las curvas de los meandros a partir de ese momento, de tal manera que podamos establecer tendencias diferenciadas.

6.3.1. Evolución de las curvas de los meandros

Hasta comienzos del siglo XX, el tramo continental del Bajo Guadalquivir se había caracterizado por las grandes amplitudes de onda y la asimetría de la mayoría de sus meandros, apreciándose incluso migraciones a contra-pendiente del sentido del valle, tal y como se ha podido detectar en los meandros de Cantillana, Alcolea del Río y el Rincón entre otros. Todos estos movimientos parecen obedecer, a priori, al confinamiento parcial que originan los niveles de terrazas del final del Pleistoceno (T12 y T13) a la libre migración de sus curvas.

A partir de este momento, los cambios que experimentan las curvas de los meandros han sido definidos siguiendo los criterios establecidos por HOOKE (1984, 1995) y THORNE (1918) sobre migración de curvas de meandros, esto es, por movimientos de extensión, expansión, rotación, traslación, laterales, cambios irregulares, cortas y traslación (*Vid. 2.2.2*). A éstos, de mayor representación en la evolución histórica de los trazados, se le une otro tipo de movimiento, el de curvas secundarias (*Vid. 2.2.2*), directamente asociado a cambios en el comportamiento hidrológico derivado de la intervención antrópica (KISS and BLANKA, 2012).

En nuestro caso, centraremos el estudio exclusivamente en la migración de los meandros del nuevo trazado de comienzos de siglo XX, puesto que ha sido éste el que ha permanecido funcional y por lo tanto el que ha estado sujeto a transformaciones.

6.3.1.1. Cambios producidos en la primera mitad del siglo XX (1918-1956)

El análisis detallado de las curvas de los meandros pone de manifiesto que el movimiento más generalizado en el tramo de estudio, en la primera mitad del siglo XX, es el movimiento de extensión (creciente o decreciente), al ejecutarlo algo más del 63% de los meandros, y dentro de ellos el de extensión creciente (algo más del 83%); al que le sigue el de rotación, con un 42.1% (87.5% asociado a movimientos de extensión creciente) y el de expansión con un 26.3%, sobre todo el movimiento de expansión decreciente (70%). Sin embargo, y como podemos apreciar en el Cuadro 6.6, éstos no se ejecutan individualmente sino más bien de forma simultánea, generando una doble o incluso triple combinación, tal y como infiere la clasificación propuesta por HOOK (1984, *cfr.*, 1977) en los modelos de cambios en meandros. En este periodo, los cambios más generalizados en el trazado del Guadalquivir son los que combinan dos tipos de movimientos (42,1%), predominando los que aúnan movimientos de extensión-rotación, seguidos de los de extensión-expansión y expansión-rotación. Mientras, los meandros que combinan tres tipos de movimientos corresponden sólo al 13%, ejecutando, en su mayoría, movimientos de extensión-expansión-rotación. Por el contrario, los cambios irregulares, acortamientos, movimientos laterales, de extensión-expansión, expansión-rotación y de extensión-traslación son los menos representativos para este sector del Guadalquivir.

De todo ello se desprende por un lado, que gran parte de los movimientos que tienen lugar en este periodo, tales como los movimientos de expansión decreciente, laterales, y en menor medida los de traslación, son los que conllevan la ya mencionada disminución en la longitud de onda axial (99m). Y por otro, que la longitud de onda del arco que presenta importantes modificaciones en este sentido (18,7 km), lo hace como consecuencia de los acortamientos de meandros y posterior abandono que acontecen (meandro de Almenara, la Rambla, doble meandro de Cantillana, entre otros); aún cuando el 52.6% de los meandros experimenten movimientos de extensión de carácter creciente.

Por último, destacar que el 50% de los movimientos de rotación que se producen en este periodo, lo hacen en sentido contrario al sentido del valle, aunque buena

parte de estos meandros mantienen estas características heredadas desde finales del siglo XVIII e inicios del XIX. Su origen se debe tanto a los fenómenos de confinamientos parciales ya mencionados, como a la confluencia de los colectores afluentes en los ápices de los meandros.

6.3.1.2. Cambios producidos en la segunda mitad del siglo XX, inicios del XXI (1956-2010)

En este segundo periodo (Cuadro 6.7), el movimiento más generalizado en los meandros sigue siendo el de extensión junto con el de rotación, con un 36,8%, respectivamente. El primero experimenta un descenso de algo más del 40% respecto al periodo anterior; sobre todo los de extensión creciente; mientras que el segundo, desciende un 12%, manteniendo su asociación, en la mayoría de los casos, a los movimientos de extensión creciente. A estos movimientos principales, les siguen los desplazamientos laterales y los acortamientos en el 31%, y en el 11% de los meandros, respectivamente. Sin embargo, y al igual que pasara en la primera mitad del siglo XX, el 50% de las modificaciones que advierten los meandros, en este periodo, suelen resultar de la combinación de uno varios movimientos. Así, el 30% de los meandros del trazado de 2010 han desarrollado respecto a 1956, movimientos combinados, siendo los más representativos los de extensión-rotación, desplazamiento lateral-curvas secundarias, o movimiento lateral-rotación.

Mientras que los movimientos múltiples lo desarrollan el 20% de los meandros, y entre ellos se identifican a partes iguales los de extensión-traslación-rotación, extensión-expansión-rotación, extensión-rotación-curva secundaria y acortamiento-extensión-rotación. Del resto, el 18,4% corresponde a los meandros que no presentan cambios, mientras que el 16% ejecutan tan sólo movimientos de desplazamiento lateral.

1918/ Cauce rectificado	Cambios en meandros	1956
Meandro 1	Movimiento lateral	Meandro 1
Meandro 2	Acortamiento	Meandro 2
Meandro 3	Extensión creciente	Meandro3
Meandro 4	Expansión decreciente y rotación aguas arriba (AA)	Meandro 4
Meandro 5	Extensión creciente y rotación AA	Meandro 5
Meandro 6	Acortamiento, expansión decreciente y extensión decreciente	Meandro 6
Meandro 7	Extensión creciente, rotación aguas abajo (AB) y expansión creciente	Meandro 7
Meandro 8	Extensión creciente y traslación AA	Meandro 8
Meandro 9	Acortamiento y movimiento lateral	Meandro 9 Meandro 10 Meandro 11
Meandro 10	Extensión creciente y rotación AA	Meandro 12
Meandro 11	Extensión creciente y rotación AA	Meandro 13
Meandro 12	Extensión decreciente y expansión decreciente	Meandro 14
Meandro 13	Extensión creciente y rotación AB	Meandro 15
Meandro 14	Sin cambios	Meandro 16
Meandro 15	Extensión creciente y rotación AB	Meandro 17
Meandro 16	Extensión creciente, rotación AA	Meandro 18
Meandro 17	Extensión creciente, rotación AA y expansión creciente	Meandro 19
Meandro 18	Extensión creciente, rotación AA	Meandro 20
Meandro 19	Extensión creciente y rotación AB	Meandro 21
Meandro 20	Cambios irregulares	Meandro 22
Meandro 21	Extensión creciente y rotación AB	Meandro 23
Meandro 22	Extensión creciente, rotación AA y expansión decreciente	Meandro 24
Meandro 23	Extensión creciente y expansión creciente	Meandro 25
Meandro 24	Extensión creciente y rotación AB	Meandro 26
Meandro 25	Extensión creciente, rotación AB y expansión decreciente	Meandro 27
Meandro 26	Extensión creciente	Meandro 28
Meandro 27 Meandro 28	Acortamiento	29
Meandro 29	Movimiento lateral	Meandro 30
Meandro 30	Cambios irregulares	Meandro 31
Meandro 31	Expansión decreciente y rotación AA	Meandro 32
Meandro 32	Extensión creciente	Meandro 33
Meandro 33	Sin cambios	Meandro 34
Meandro 34	Cambios irregulares	Meandro 35
Meandro 35	expansión decreciente	Meandro 36
Meandro 36	Extensión decreciente	Meandro 37
Meandro 37	Extensión creciente y rotación AB	Meandro 38
Meandro 38	Expansión creciente y extensión creciente	Meandro 39
Meandro 39	Cambios irregulares	Meandro 40

Cuadro 6.6: Principales cambios morfométricos en los meandros del río Guadalquivir entre 1918 y 1956

1956	Cambios en meandros	2010
Meandro 1	Acortamiento, extensión creciente y rotación AA	Meandro 1
Meandro 2		
Meandro 3		
Meandro 4	Acortamiento lateral, extensión creciente y rotación AA	Meandro 2
Meandro 5	Extensión decreciente, traslación AB y rotación AA	Meandro 3
Meandro 6	Extensión y curvas secundarias	Meandro 4
Meandro 7	Extensión decreciente y rotación AA	Meandro 5
Meandro 8	Extensión creciente, rotación AB y curvas secundarias	Meandro 6
Meandro 9	Extensión creciente	Meandro 7
Meandro 10	Movimiento lateral	Meandro 8
Meandro 11	Movimiento lateral	Meandro 9
Meandro 12	Curvas secundarias	Meandro 10
Meandro 13	Sin cambios	Meandro 11
Meandro 14	Extensión creciente puntual	Meandro 12
Meandro 15	Sin cambios	Meandro 13
Meandro 16	Movimiento lateral	Meandro 14
Meandro 17	Movimiento lateral y curvas secundarias	Meandro 15
Meandro 18	Extensión creciente, rotación AA y curvas secundarias	Meandro 16
Meandro 19	Sin cambios	Meandro 17
Meandro 20	Movimiento lateral y curvas secundarias	Meandro 18
Meandro 21	Extensión creciente, rotación AB y traslación AB	Meandro 19
Meandro 22	Cambios irregulares y curvas secundarias	Meandro 20
Meandro 23	Movimiento lateral	Meandro 21
Meandro 24	Extensión creciente, rotación AA y expansión decreciente	Meandro 22
Meandro 25	Sin cambios	Meandro 23
Meandro 26	Movimiento lateral y curvas secundarias	Meandro 24
Meandro 27	Extensión decreciente, expansión decreciente y rotación AB	Meandro 25
Meandro 28	Movimiento lateral	Meandro 26
29	Movimiento lateral y rotación AB	Meandro 27
Meandro 30	Movimiento lateral	Meandro 28
Meandro 31	Sin cambios	Meandro 29
Meandro 32	Acortamiento y rotación AB	Meandro 30
Meandro 33	Extensión decreciente y rotación AB	Meandro 31
Meandro 34	Extensión creciente	Meandro 32
Meandro 35	Curvas secundarias	Meandro 33
Meandro 36	Extensión decreciente y rotación AB	Meandro 34
Meandro 37	Sin cambios	Meandro 35
Meandro 38	Movimiento lateral y rotación AB	Meandro 36
Meandro 39	Sin cambios	Meandro 37
Meandro 40	Acortamiento antrópico	Meandro 38

Cuadro 6.7: Principales cambios morfométricos en los meandros del río Guadalquivir entre 1956 y 2010

De todo ello se desprende, nuevamente, que son los movimientos de acortamiento los responsables de la disminución en la longitud de onda del arco del trazado de comienzos del siglo XX, a pesar de que siguen siendo predominante los movimientos de extensión creciente. La diferencia con respecto a la etapa anterior estriba en que si bien en ambos casos estos procesos afectan, *grosso modo*, a meandros de grandes dimensiones; en la segunda mitad del siglo XX estos procesos suponen tan sólo rectificaciones parciales de los meandros (Confluencia del Genil y meandros de Peñaflor y Brenes). Con independencia de lo anterior, por considerarse de carácter antrópico, la Corta de la Cartuja afectará también a la disminución de la longitud de onda del arco del trazado, al alterar las características morfométricas del meandro de La Algaba. Por otro lado, la disminución en la longitud de onda axial, que para el momento supone algo menos de 3 km, estaría asociada tanto a los desplazamientos laterales que experimentan los arcos de los meandros, como a los movimientos de expansión decreciente.

Por último, destacar el desarrollo de curvas secundarias en el 24% de los meandros del trazado de 2010. Con ello, el río Guadalquivir estaría reflejando los efectos de la intervención antrópica también a nivel morfométrico, de la misma manera que lo hiciera a nivel hidrológico. En este sentido, es a partir de la segunda mitad del siglo XX, periodo en el que se altera el comportamiento hidrológico del Guadalquivir como consecuencia del incremento del número de embalses en su cuenca, cuando empieza a detectarse a nivel morfométrico el desarrollo de *pseudomeandros* (KISS and BLANKA, 2012) que aportan mayor complejidad y deformidad a los meandros.

6.3. 2. Tipología de meandros

Por último no queremos dejar pasar este capítulo sin aproximarnos a lo que sería una primera clasificación de tipologías de meandros en el Bajo Guadalquivir (Palma del Río-Sevilla) para comienzos del siglo XXI. Para ello, se ha procedido al análisis multivariante de los parámetros Amplitud de onda (A_o), Longitud de onda axial (L) y Radio de curvatura (R_c), mediante la técnica de análisis *Clúster de Kmedias*. Esta técnica permite definir el número de tipologías y su composición

únicamente a partir de la similaridad existente entre los meandros, sin que tenga que haber dependencia entre las variables. De este análisis se desprende una clasificación caracterizada por seis tipologías (Cuadro 6.8 y Fig. 6.23), aunque una de ellas tan sólo representa a un solo caso, esto es, al meandro N° 33, de evolución compleja y nada representativa de los meandros del Guadalquivir, como hemos tenido ocasión de analizar en apartados anteriores. Asimismo, aquellos meandros en los que la distancia del caso desde su centro del clúster sea desproporcionada, lo mantendremos por precaución, fuera de la tipología para la que queda definido. Es el caso del meandro 24 (clúster 1, Tipología «Lora del Río»); los meandros 14 y 26 (clúster 4, Tipología «Tocina») y el meandro 10 (clúster 6, Tipología «Peñaflor»)

Centros de clústeres finales						
(m)	Clúster-Tipos de meandros					
	1	2	3	4	5	6
Ao	1.724,6	1.740,5	843,8	1.058,2	2.111,1	2.523,3
L	3.021,1	4.970,3	625,7	1.786,0	1.199,1	2.453,7
Rc	1.683,5	3.298,1	288,9	857,2	577,8	1.083,6

Cuadro 6.8: Centro de tipologías de meandros a partir de los parámetros de Amplitud de onda (Ao), Longitud de onda axial (L) y Radios de curvatura (Rc).

[Nota: convergencia conseguida debido a que no hay ningún cambio en los centros de clústeres o ha habido un cambio pequeño (SPSS, 22)]

Con todo ello, se ha podido diferenciar cinco tipos de meandros en el trazado actual del Bajo Guadalquivir, y que pasamos a definir a continuación(Fig.6.23):

a) Meandros tipo «*Tocina*»: Pertenece a este modelo el 36,8%% de los meandros del Guadalquivir (Fig.6.24.), y se caracterizan por amplitudes de onda entre 1.200 y 1.700 m, longitudes de onda axial de 1.500 a 2.000 m y radios de curvatura de entorno a los 800 m aproximadamente. Su configuración que arranca desde finales del siglo XVIII se mantiene en constante evolución hasta la actualidad, siendo los movimientos de extensión creciente los más generalizados. Sin embargo, durante el siglo XX a estos movimientos se les une los

desplazamientos laterales y los de rotación, complejizando su simetría, en la mayoría de los casos, mediante el desarrollo de *loops* secundarios.

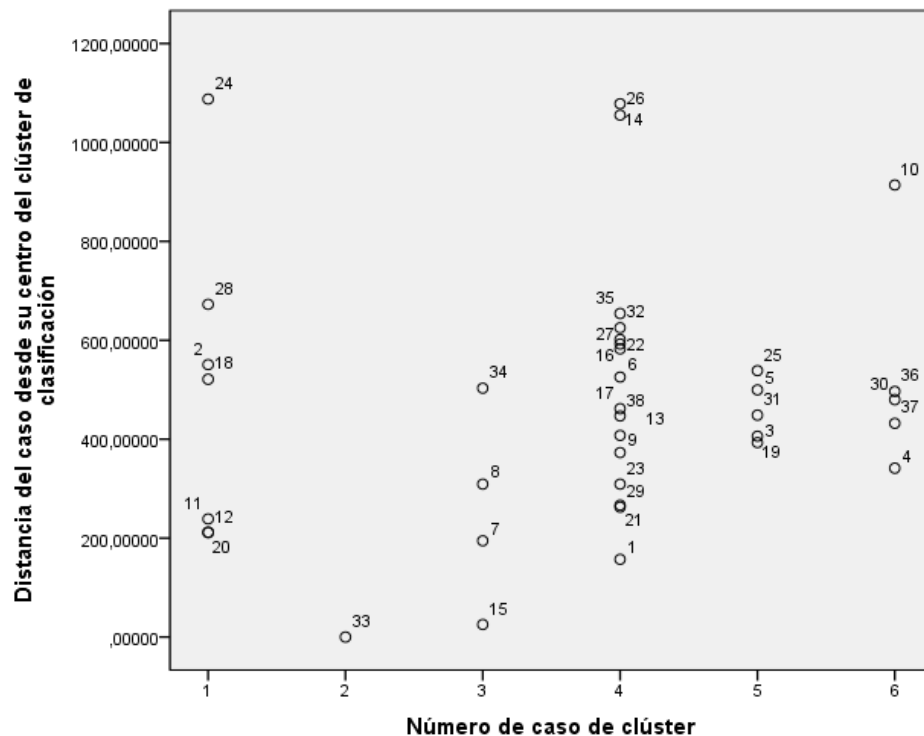
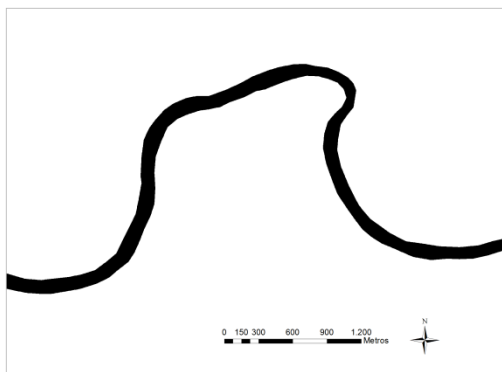
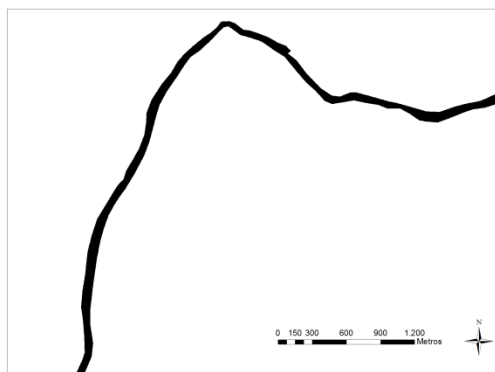


Figura 6.23: Diagrama de dispersión con el número de tipologías de meandros y composición. En él se identifican no sólo los casos que pertenecen a cada tipología sino la distancia de cada caso desde su centro del clúster de clasificación

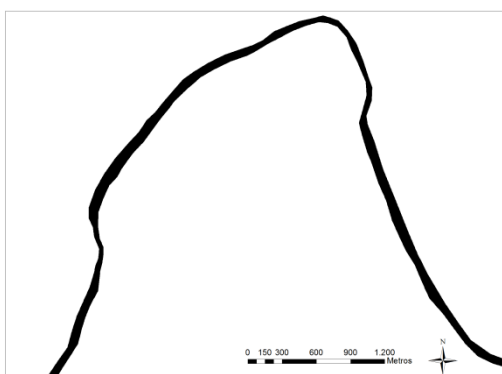
Quedan fuera de esta tipología los meandros N° 14 y 26, al ser muy amplia su distancia respecto al valor centro que establece el análisis clúster de Kmedias para esta tipología (Fig. 6.23). A nivel morfológico, estos meandros experimentan una evolución parecida: tras sendos acortamientos en 1818, le sigue una débil evolución con predominio de movimientos de extensión creciente hasta el año 2010 (Fig. 6.25). Estos hechos determinan que para este año los meandros desarrollen amplios radios de curvatura y escasa amplitud de onda, aún cuando presenten longitudes de onda axial similares.



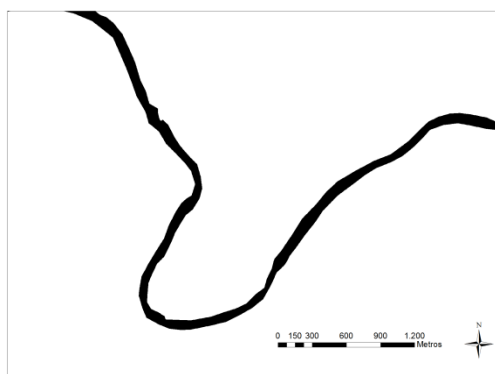
Meandro tipo «*Tocina*» (Clúster 4)



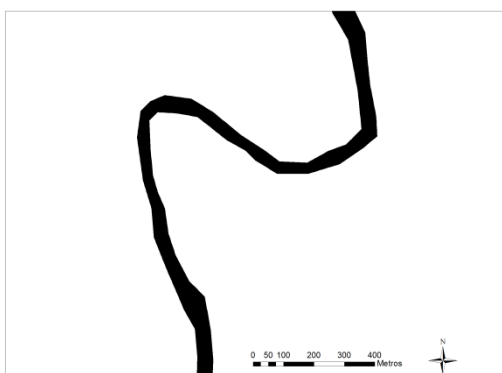
Meandro tipo «*Lora del Río*» (Clúster 1)



Meandro tipo «*Peñaflor*» (Clúster 6)



Meandro tipo «*Alcolea del Río*» (Clúster 5)



Meandro tipo «*La Rambla*» (Clúster 3)

Figura 6.24: Representación de las tipologías de meandros en el Bajo Guadalquivir (Palma del Río-Sevilla) en el año 2010

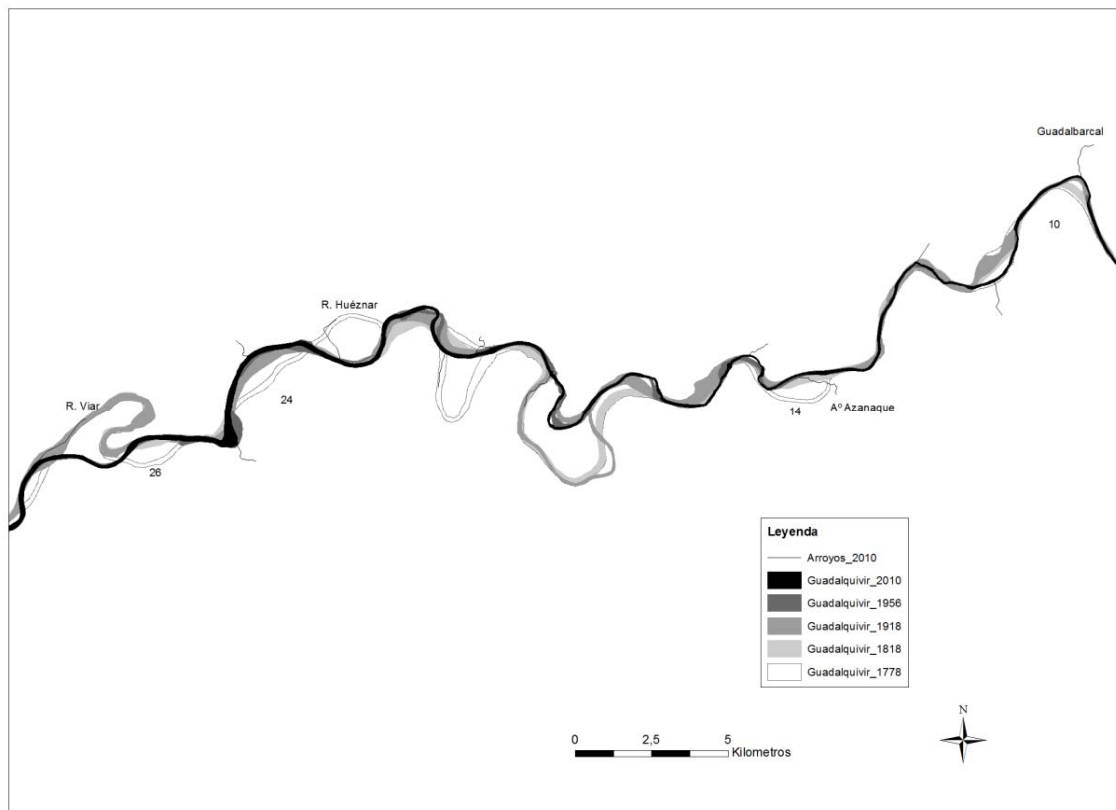


Figura 6.25: Evolución de los meandros 14 y 26, excluidos de la tipología «*Tocina*»; del 24, excluido de la tipología «*Lora del Río*» y del meandro 10, excluido de la tipología «*Peñaflor*»

b) Meandros tipo «*Lora del Río*»: Define a un 16% de los meandros y suelen predominar en el transecto entre *Tocina* y *Palma del Río*. Este tipo de meandros, en su mayoría heredados, al menos desde finales del siglo XVIII, se caracteriza por longitudes de onda axial comprendidas entre 2.000 y 3.500 m; amplitudes de onda entre 1.000 y 2.000 m; y radios de curvatura amplios, entre 1.000 y 2.000 m. Por otra parte, los movimientos de sus curvas han sido fundamentalmente, los de extensión y expansión en la primera mitad del siglo XX, y de extensión, desplazamiento lateral y curvas secundarias en la última etapa de su evolución. Ello ha determinado que algunos de estos meandros, como el propio de *Lora del Río*, hayan podido evolucionar hacia formas algo más complejas con el desarrollo de *loops*.

Queda fuera de esta tipología el meandro N° 24, al ser muy amplia su distancia

respecto al valor centro que establece el análisis clúster de Kmedias para esta tipología (Fig.6.23). Morfológicamente, este meandro procede de la evolución compleja de un tramo recto en 1778 a una curva y contracurva en 1818. Su evolución posterior está vinculada a los movimientos de extensión creciente, generando en la actualidad un meandro de gran longitud de onda axial y radio de curvatura (Fig. 6.25).

c) Meandros tipo «*Peñaflor*»: Este tipo representa al 13,1% de los meandros del Guadalquivir y se distribuyen entre Palma-Lora del Río, por un lado, y entre Brenes-La Algaba, por otro. Estos se caracterizan, en términos generales, por amplitudes y longitudes de onda superior a los 2.000 m y radios de curvatura medios por encima de los 900 m. Estos meandros, también de evolución histórica experimentan evoluciones diferentes según su ubicación. De esta manera, mientras que los situados aguas arriba de Lora del Río evolucionan con formas asimétricas (varios *loops*) mediante movimientos de extensión creciente y rotación, en su mayoría, en dirección contraria a la dirección del valle; los localizados aguas abajo de Brenes lo hacen con formas algo más simétricas y vinculadas a movimientos de extensión y a rectificaciones parciales de meandros (meandro de Brenes). En la actualidad, este tipo de meandros son los que presentan un mayor desarrollo de curvas secundarias.

Se excluye de esta tipología al meandro N° 10 (en el que confluye el río Guadalbarcal), al ser amplia también su distancia respecto al valor centro que define el análisis clúster de Kmedias para esta tipología (Fig. 6.23). En este caso, es el parámetro de amplitud de onda del meandro N° 10 ($A_o = 3.378,47$ m), muy superior al valor medio, el que lo excluye de esta tipología. Morfológicamente, este meandro es uno de los que ha permanecido con características similares desde finales del siglo XVIII (Fig. 6.25); evolucionando tan sólo su amplitud en la medida que ha ido progradando lateralmente durante el siglo XIX, para evolucionar en sentido contrario al sentido del valle a comienzos del siglo XX. En esta última fase de su evolución adquiere cierta importancia el desarrollo de *loops* y de curvas secundarias.

d) «*Alcolea del Río*»: Este modelo considerado representativo por cuanto supone

nuevamente el 13,1% de los meandros de este tramo del Guadalquivir, se encuentra asociado, en algunos casos, a las rectificaciones de trazado acontecidas a comienzo de siglo (meandros de El Rincón y de Alcolea). Está caracterizado por amplitudes de onda que oscilan entre 1.500 y 2.500 m, longitudes de onda axial de entre 1.000 y 1.500 m y radios de curvaturas inferiores a los 600 m. Asimismo, han experimentado por lo general, movimientos de extensión creciente y de rotación, aún cuando en la actualidad este tipo de meandros también están evolucionando hacia formas algo más complejas, con el desarrollo de loops de entre 200 y 400 m de radio.

e) Meandros tipo «La Rambla»: El último modelo de meandro, con un 10,5%, es el que menor representación tiene en el trazado actual del Guadalquivir; y se localizan en las proximidades del cortijo que les da nombre, esto es, entre el cortijo La Rambla y la confluencia del arroyo Azanaque. Corresponden, por lo general, a meandros asimétricos, de reducido radios de curvatura y reducida amplitud de onda y longitud de onda axial, sin superar en ningún caso los 1.000 m. Este tipo de meandros, generados durante el siglo XX, tienen su origen en movimientos irregulares y complejos del trazado.

6.4. CONCLUSIONES

Queda constatada la capacidad del río Guadalquivir para acomodar su trazado a las fluctuaciones hidroclimáticas. En concreto, mediante la evolución de los trazados del río entre la segunda mitad del siglo XVIII y primera mitad del siglo XX ha sido posible controlar la tendencia a la disminución de las precipitaciones expresadas, en nuestro caso, a través de la menor frecuencia de caudales extremos. En relación con ello, el comportamiento del río Guadalquivir es de respuesta directa a las tendencias de actividad hídrica extrema registrada en cada momento, a través del ajuste de su trazado y de los principales parámetros morfométricos que definen sus meandros (sinuosidad, amplitud de onda, radios de curvatura y banda activa). De ellos destacamos como buen indicador de tendencia de rango temporal secular, el control de la banda activa; mientras que el radio de curvatura lo es de las variaciones de régimen hidrológico en rangos temporales de decenas de años. Así, el periodo en el que el río Guadalquivir

adquiere una mayor continuidad y regularidad de su banda activa es durante los siglos XIX y comienzos del XX, correspondiendo al periodo de mayor número de inundaciones de la contemporaneidad.

Esta situación de equilibrio dinámico que venía manteniendo el Guadalquivir ajustado a la variabilidad de las condiciones ambientales (más o menos números de inundaciones), está perdiendo protagonismo frente a la aparición de escenarios con ajustes morfológicos bruscos inducidos por el hombre, como sucede en numerosos ríos regulados (CONESA GARCÍA y PÉREZ CUTILLAS, 2014). En este sentido, se constata la adecuación del trazado del Guadalquivir a las condiciones hidrológicas asociadas al control antrópico, a partir de la evolución de los trazados del siglo XX y XXI. Se manifiesta en una disminución generalizada de su longitud de onda del arco y onda axial, lo que genera la tasa de sinuosidad más baja de todo el periodo considerado; en la complejidad de sus formas, con el desarrollo de loops secundarios en la evolución de sus curvaturas y de curvas secundarias; y en la fragmentación y disminución de su banda activa, la cual para el comienzo del siglo XXI alcanza el valor más bajo y la mayor fragmentación de todo el periodo considerado. A este respecto, mantiene las rupturas 1 y 3 de comienzo de siglo XVIII, siendo la 4 y la 5 recientes y vinculadas a la dinámica propia del río. En el primer caso, asociada a la adaptación del trazado del río a unas condiciones hidrológicas diferentes (acortamiento de los meandros del Rincón y la Rambla) y en el segundo, a la actuación del hombre (aguas abajo de la presa de Alcalá del Río).

El sector de menor movilidad lateral de carácter histórico es el comprendido entre la confluencia del río Guadalbarcar (próximo a Lora del Río) y la del arroyo Azanaque (próximo a Alcolea del Río), donde se localiza la ruptura 3 de la banda activa. Si se tiene en cuenta que dicha ruptura puede deberse al control estructural que ejerce la falla del Viar y otras tantas de carácter local, de la misma manera que lo hace a la disposición de las terrazas medias (BAENA, 1993); la tendencia a la subsidencia del tramo explicaría la tendencia a la incisión en un sector tan amplio del cauce, que ha impedido una mayor movilidad lateral de los meandros. A ello se le une por otro lado, la construcción en el siglo XX de la presa de Peñaflor que acentuaría la tendencia a la incisión

y explicaría las deformaciones locales en los meandros.

Por último, los meandros del tramo bajo del Guadalquivir (Palma del Río-Sevilla) se agrupan según sus características morfométricas en cinco tipos: *Tocina*, *Lora del Río*, *Peñaflor*, *Alcolea* y *la Rambla*. De ellos, los tres primeros son los de mayores dimensiones, con evoluciones que arrancan en el siglo XVIII; mientras que los dos últimos proceden de los acortamientos de meandros, de ahí sus reducidos radios de curvatura y amplitudes de onda. Estos dos grandes grupos encuentran su explicación en la convivencia de dos familias de meandros en el Guadalquivir a comienzos del siglo XXI. Una de ellas, heredada del siglo XVIII y caracterizada por grandes amplitudes de onda y amplios radios medios de curvatura (meandros *tipo Tocina*, *Lora del Río* o *Peñaflor*); mientras que la otra, definida por sus menores amplitudes de onda y radios de curvatura, se vincularía generalmente a las rectificaciones y posteriores evoluciones del trazado adaptado a unas circunstancias hidrológicas diferentes (meandros *tipo Alcolea del Río* o *Rambla*). De todos ellos, las características morfométricas del tipo *Peñaflor* son las que guardan mayor relación con las condiciones hidrológicas del pasado; adaptándose a las nuevas circunstancias hidrológicas mediante alteraciones locales, sobre todo en lo que respecta a sus radios de curvatura secundarios.

PARTE III. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS MEANDROS DE ALCOLEA DEL RÍO, TOCINA, CANTILLANA Y QUIJANO

Se estudian cuatro meandros que corresponden a los dos tipos más representativos del Bajo Guadalquivir en la actualidad. Nos referimos a los denominados *Tocina* y *Alcolea*, que representan al 50% de la totalidad de los meandros, pero cuyas evoluciones de trazado son muy diferentes. Localizado uno de ellos en el tramo estuarino (meandro de Quijano) y tres en el continental (meandros de Cantilla, Tocina y Alcolea del Río); la evolución de sus trazados se muestra de la mayor importancia a la hora de comprender la formación de la llanura aluvial del río Guadalquivir así como el sistema de terrazas históricas y contemporáneas que a ellos se asocian. Su reconstrucción geomorfológica se llevará a cabo mediante el seguimiento del dispositivo de terrazas y sus escarpes junto con la posición de morfologías relacionadas con la acreción lateral (*point-bars*) de los meandros y la existencia de antiguos cauces abandonados y paleocauces del Guadalquivir.

7. MEANDROS DE ALCOLEA DEL RÍO Y TOCINA

7.1. EL MEANDRO ABANDONADO DE LA BARCA DE ALCOLEA DEL RÍO

7.1.1. Localización y aproximación a su evolución durante el Holoceno

7.1.1.1. Localización y contexto aluvial

Tres kilómetros aguas arriba del anterior, el meandro abandonado de la Barca de Alcolea del Río se ubica sobre la margen izquierda del Guadalquivir, al Sur de la población que le da nombre, ocupando en su trazado la totalidad de la llanura aluvial que alcanza los 4 Km de anchura en el lugar (Fig.7.1). De la totalidad del cauce abandonado, un 75% es aprovechado en la actualidad por el río Corbones, afluente del Guadalquivir que procede de las Cordilleras Béticas.

Este meandro abandonado, cuyo cauce aún es perfectamente reconocible en la llanura por sus antiguos taludes que superan de media los 2 m de altura,

The map illustrates the Guadalquivir river basin in southwestern Spain. Key locations labeled include Sevilla, Camas, Santiponce, Alcalá del Río, Brenes, Cantillana, Tocina, Alcolea del Río, Sanja del Río, Penafiel, and Palma del Río. Rivers shown include the Río Guadalquivir, Río de Sanja, Río de la Fuente, Río de Bembézar, Río de Guadalupe, Río de Sanja, Río de la Fuente, Río de Bembézar, Río de Guadalupe, Río de Sanja, Río de la Fuente, Río de Bembézar, and Río de Guadalupe. An inset map provides a detailed view of the study area, showing the river's course and surrounding terrain. A scale bar indicates 10 km, and a north arrow is present.

Hoy en día, el cauce del Guadalquivir ubicado en el cuello del meandro abandonado, mantiene el trazado meandriforme con un recorrido de algo más de 4 Km, y una curvatura hacia el Sur de aproximadamente 300 m de radio. En su divagación histórica este nuevo cauce progresa hacia el Suroeste con una amplitud más reducida que la del meandro al que sustituye y al contrario de aquél, sus longitudes de onda axial y del arco se muestran reducidas.

279

marcado por el escarpe de 7 m de potencia correspondiente a la terraza T12 sobre los niveles holocenos. En la zona se identifican numerosos paleocauces de trazado meandriforme, lo que remontaría, cuando menos, a estos momentos la existencia de una posible actividad meandriforme del río en este sector. Al mismo tiempo pueden ser reconocidas hasta 4 pequeñas terrazas, todas ellas a menos de 6 m respecto al río y ocupando posiciones más o menos confinadas en los lóbulos internos de los meandros, bien abandonados o bien activos. De estas terrazas, de reciente conformación, las más consolidadas son la Th1 y Th2, esta última manteniendo, en algunos casos, todavía en su superficie algunos rasgos morfológicos de un point-bar. Respecto a los siguientes niveles (Th3 y Th4), su ubicación en la margen convexa del meandro resultante del estrangulamiento, manifiesta una clara vinculación a la migración lateral de éste y probablemente al proceso de incisión generado por el incremento de pendiente que origina el estrangulamiento del antiguo meandro. En esta misma tónica se encuentra el afluente principal en la zona, el río Corbones, cuyo lecho se encuentra igualmente incidido.

7.1.1.2. Consolidación y estrangulamiento del meandro en el Holoceno

Nuevamente son los numerosos elementos morfohidrológicos reconocibles en la actualidad en el entorno aluvial de este meandro, los que nos permitirán realizar una primera estimación de la evolución geomorfológica seguida por este meandro desde sus inicios hasta su estrangulamiento y posterior abandono. Este meandro representa un modelo de evolución prolongada en el tiempo, compleja y estrechamente ligada a la configuración de la llanura en este sector.

A juzgar por la extensión que ocupan los dos primeros niveles de terrazas, podemos remitir al Holoceno el origen de la mayor parte de esta llanura aluvial. Esta tendrá su origen en una importante dinámica lateral del río en este entorno representada, a nivel geomorfológico, tanto por los paleocauces sinuosos a techo de ambas terrazas (TH1 y TH2), como por los escarpes de trazos curvos que las diferencian. El análisis de estos elementos en relación con el meandro objeto de estudio, manifiesta inicialmente una tendencia migratoria de éste hacia el Sur de la llanura hasta alcanzar su límite, al tiempo que su progresivo aumento en el

radio de curvatura y amplitud de onda. A partir de entonces, se produce una ligera incisión que da paso al segundo nivel holoceno (TH2) y que se encontraría asociada a los desplazamientos laterales que conllevan importantes deformaciones en su trazado.

Así mismo, la existencia tan sólo del primer nivel de terraza histórico (Th1) acompañando al trazado de rectificación, aboga por un momento de estrangulamiento posterior a la formación de la terraza holocena de cronología más avanzada (TH2). A este respecto indicar que el primero de los niveles holocenos (Fig. 7.2), estudiado su aluvionamiento aprovechando los taludes del cauce actual (BAENA, 1993), se caracteriza por una secuencia compuesta de barras laterales con gravas y gravillas envueltas en una abundante matriz arenosa (4 m), sobre la que se superponen depósitos masivos de limos y arenas correspondientes a facies de inundación (3 m); lo que denota una migración hacia el Sur del actual meandro abandonado durante el Pleno Holoceno a juzgar por la industria Epipaleolítica y posterior encontrada en estos niveles de gravas. Por otra parte, teniendo en cuenta que la formación del primero de los niveles históricos, a la luz de lo estudiado en los meandros de Tocina (*Vid. 7.2.3*) y Cantillana (*Vid. 8.2*) pudieran atribuirse en su aluvionamiento inferior a momentos de época romana; y dado que por encima aún existe el segundo de los niveles holocenos (TH2) que debe corresponder al final del Holoceno Medio, podemos precisar el momento del estrangulamiento del meandro en el final del periodo Subboreal.

En época romana se mantiene la tendencia a la deformación del meandro de gran desarrollo y a la migración hacia el Suroeste del brazo de rectificación, desarrollándose probablemente en ambos casos, morfologías de point-bars, tal y como se apreciará también en el doble meandro de Cantillana.

Igualmente, a nivel de forma de constituirse los aluvionamientos podemos constatar una reiteración del modelo que se ha descrito específicamente en el meandro de Tocina (*Vid. 7.2.3*), con tendencia a la acreción vertical de finos sobre los techos de estas terrazas durante los momentos históricos, como lo denota la presencia de restos de cerámica en los niveles de limos culminantes.

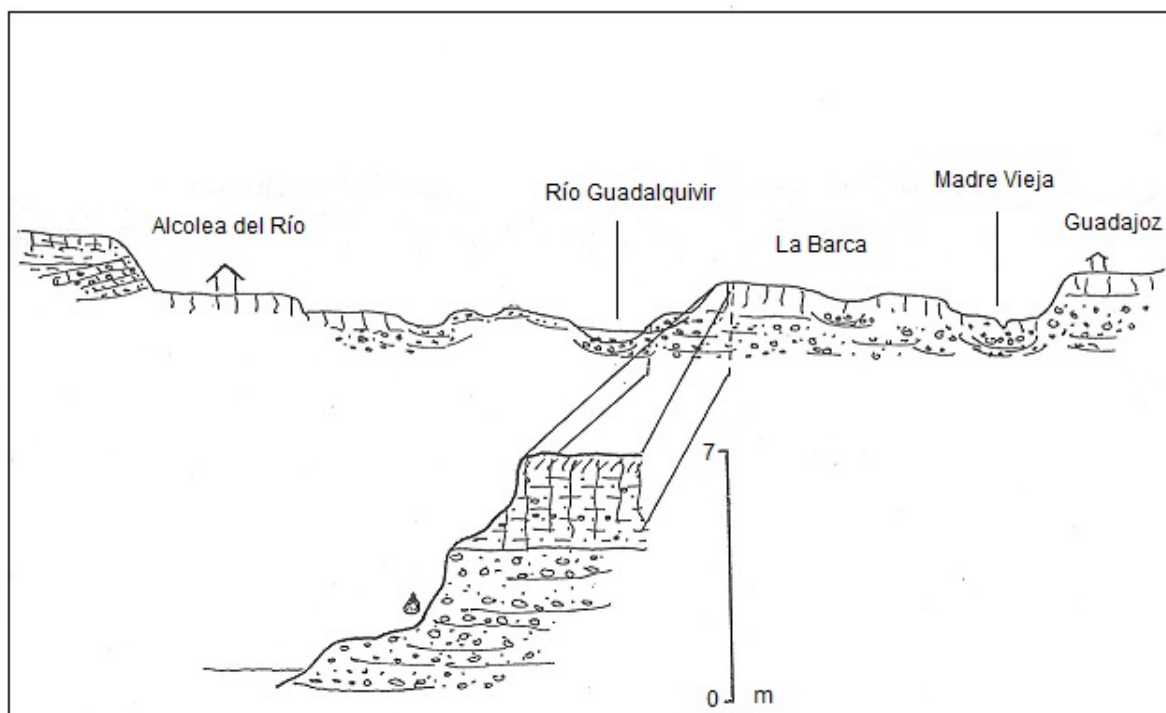


Figura 7.2: Aluvionamiento de la terraza holocena superior (TH1) sobre la margen izquierda del Guadalquivir en la Barca de Alcolea (Baena, 1993)

Por último, la no existencia de indicios geomorfológicos en relación con socavamiento lateral en el cuello del meandro (presencia de escarpes curvos en las terrazas, paleocauces, etc.), apunta hacia un estrangulamiento por desbordamiento (*cut-off*), que pudiera haber aprovechado para su conformación la existencia de un antiguo cauce instalado sobre el primer nivel Holoceno (TH1).

7.1.2. Desplazamientos laterales y dinámica fluvial

7.1.2. Indicios de funcionalidad del meandro acortado hasta comienzos del siglo XX

A partir del estrangulamiento anteriormente referenciado, la situación del Guadalquivir en la zona para la Antigüedad Clásica cabe interpretarla como la de un río con dos cauces funcionales y una isla central. El funcionamiento de ambos brazos queda constatado por la formación de sendos depósitos de margen convexa (*point-bars*), vinculados a una migración compleja y de direcciones

variadas según los sectores: hacia el Sureste en el actual meandro abandonado, y hacia el Suroeste en la migración del cauce de rectificación.

Reforzando esta interpretación geomorfológica encontramos las numerosas referencias arqueológicas sobre la existencia de alfares romanos correspondientes al siglo III d.C. tanto al Sur del meandro hoy en día abandonado, sobre la terraza del tránsito Pleistoceno-Holoceno en las inmediaciones de Guadajoz; como al Norte, sobre la terraza holocena superior (TH1) cerca de lo que en la actualidad constituye el núcleo de población de Alcolea del Río (CHIC, 1985). Estos emplazamientos (Fig. 7.3) manifiestan la nítida delimitación de ambos cauces que registran migraciones locales en su trazado a costa del desmantelamiento del primer nivel de terraza Holoceno, que para entonces se encontraba ya al margen de las inundaciones más frecuentes.

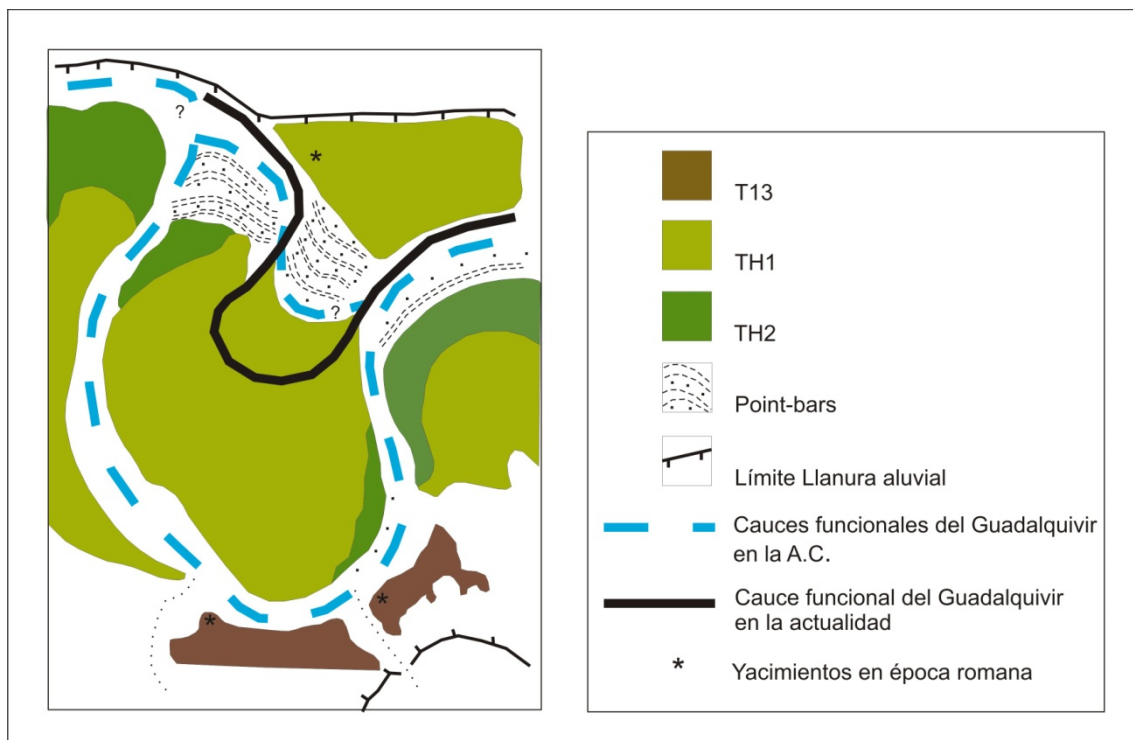


Figura 7.3: Posición relativa del río Guadalquivir en la Antigüedad Clásica. En época romana se mantiene la tendencia a la deformación del meandro de gran desarrollo y a la migración hacia el Suroeste del brazo de rectificación, desarrollándose probablemente en ambos casos, morfologías de point-bars.

Respecto al periodo medieval y la modernidad, y dada la ausencia de referencias y yacimientos arqueológicos en la zona, tan sólo podemos intuir la continuidad en el funcionamiento de ambos brazos, con la entrada de materiales finos tanto a techo de las terrazas holocenas como de los point-bars constituidos en época romana, que pasarían en este momento a conformarse como verdaderas terrazas en la misma tónica de lo que se manifiesta en otros meandros. Asimismo, a nivel de trazado, ningún nuevo elemento morfológico y sedimentario parece apuntar la existencia de cambios importantes hasta bien entrado el siglo XVIII, para el que contamos nuevamente con la información que a partir del trazado del río aporta la cartografía histórica.

A este respecto los mapas de finales del s. XVIII e inicios del XIX (Fig.7.4) no reflejan grandes cambios en la morfometría del meandro de mayor extensión, en el que tan sólo se aprecia un incremento en la longitud de onda axial; sin embargo, evidencian la pérdida de funcionalidad del brazo de rectificación que no es representado en ninguno de los dos documentos. De esta pérdida de actividad habitual del cauce se deriva un funcionamiento de éste como canal de crecida (*Chutte*), lo que generaría una importante acumulación de carga gruesa (gravas y arenas) en su entrada que actuaría a modo de dique para la corriente durante los momentos de aguas bajas.

Medio siglo después, la consulta del mapa histórico de Idelfonso Aragoneses (*Canal de riego y abastecimiento derivado en Lora del Río, Primera Sección, 1870*), refleja (Fig.7.5) una situación de máximo desarrollo del meandro de Alcolea, el cual se expande ahora al Oeste y Sur de la llanura, lo que supone una ampliación considerable del radio medio de curvatura y de su longitud de onda axial. Al mismo tiempo, se constata nuevamente la funcionalidad del brazo de rectificación, que tal y como se aprecia en la cartografía adopta un dispositivo en doble curva, lo que confirma aún más la idea de su permanencia y evolución con anterioridad a esta fecha. En este caso, la presencia de nuevo en la cartografía del brazo de reactivación pudiera deberse, al margen del mayor grado de precisión en el levantamiento cartográfico, a un posible aumento en su funcionalidad como consecuencia del mayor número de avenidas.

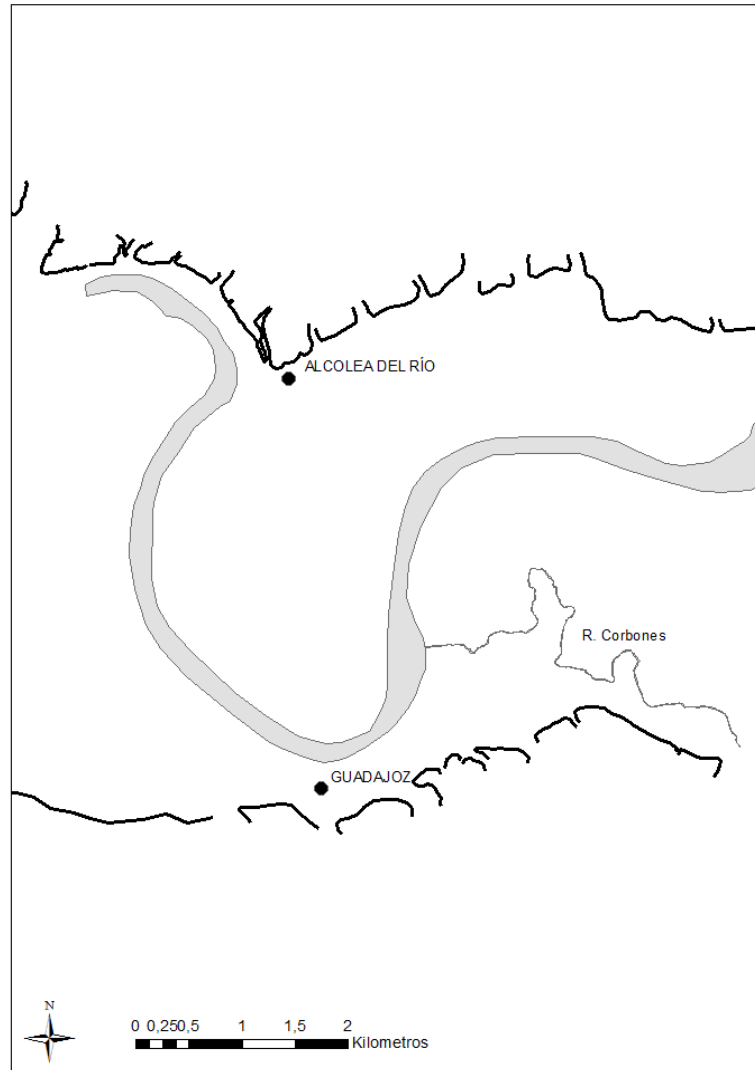
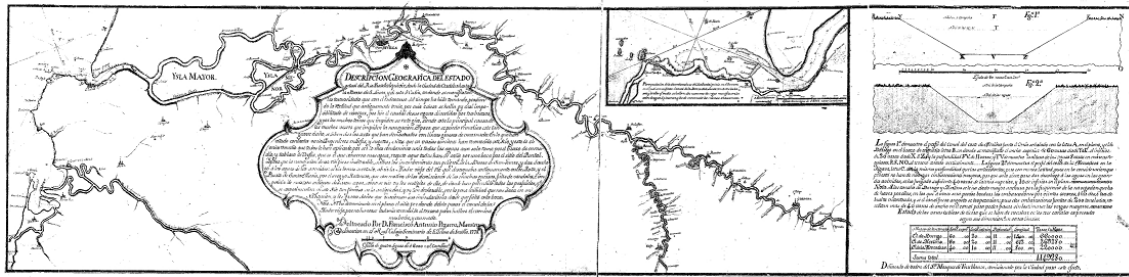


Figura 7.4: Reconstrucción del meandro de Alcolea a partir de la cartografía geomorfológica y el Plano del Bajo Guadalquivir de Antonio Pizarro de finales del siglo XVIII. Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007

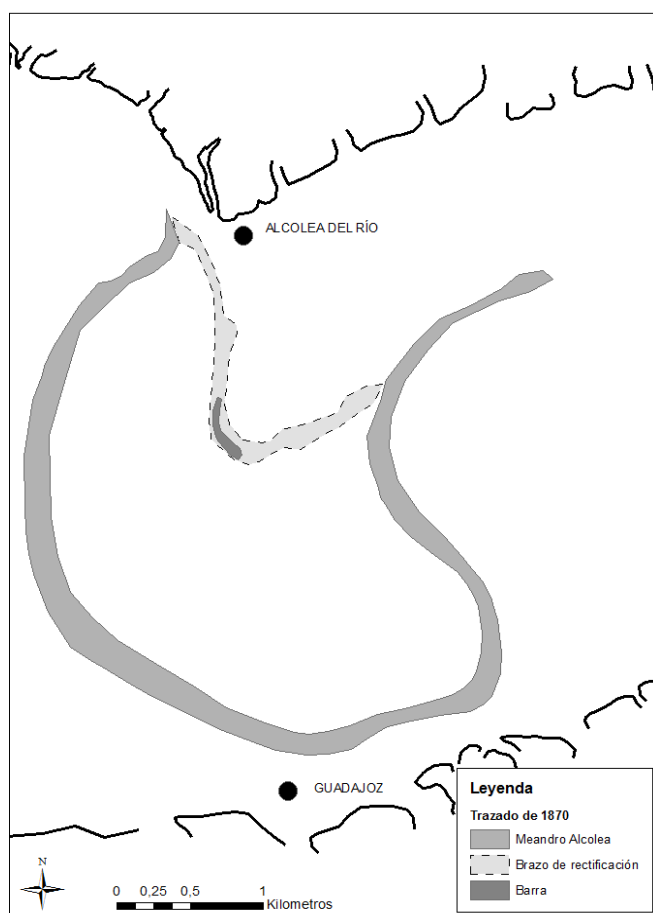
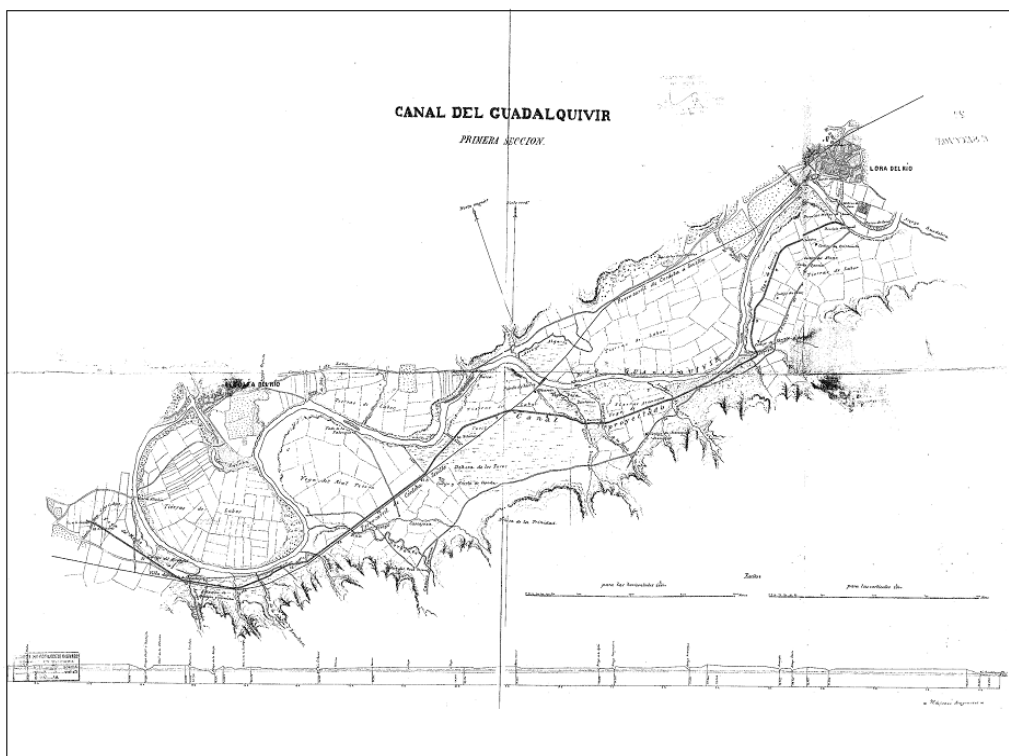


Figura 7.5: Reconstrucción del trazado del Guadalquivir en Alcolea del Río a partir de la cartografía geomorfológica y el Plano del canal de riego y abastecimiento derivado de Lora del Río, de 1870. Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007

Hecho, por otra parte constatado dado que es durante el siglo XIX cuando tuvo lugar la mayor concentración de avenidas de los últimos quinientos años (*Vid.* 4.1.2.2). De ellas nos gustaría mencionar por su relación con el nuevo cauce la acontecida en enero y febrero de 1823, citada por MADDOZ (1845/1850) como la responsable de "la creación de un nuevo brazo" a la altura de Alcolea del Río, y considerada como una de las mayores del siglo, al alcanzar en Sevilla alturas superiores (8'7 m) a las recogidas en la inundación de 1796, conocida entonces como "La Grande" (M.O.P.U, 1985).

La anterior situación parece consolidarse para principios de este siglo, apareciendo el Guadalquivir representado en la cartografía de este momento (Mapa Topográfico Nacional H.963, 1918) con ambos brazos funcionales, y tan sólo con algunas modificaciones puntuales de su trazado (Fig. 7.6). En este sentido, el antiguo brazo mantiene el desplazamiento local hacia el Este, lo que conformaría probablemente un nuevo nivel correspondiente a la segunda de las terrazas históricas (Th2). Asimismo, y en contraposición a lo observado en la mayoría de los meandros del tramo Bajo del Guadalquivir, se aprecia una reducción importante en la anchura del cauce del meandro actualmente abandonado, en la línea de su progresiva pérdida de funcionalidad.

Por otra parte, y al igual que en Cantillana y Tocina, la cartografía de comienzos de siglo muestra una vez más el intenso aprovechamiento agrícola de la llanura en este sector. Este es el caso también de la zona donde se inserta el brazo de rectificación, en el que tan sólo aquellos lugares con cierto riesgo de ser invadidos por las aguas de desbordamiento quedan exentos de dichas actividades, esto es, las márgenes resultantes de la migración lateral del nuevo cauce.

Por tanto, y tal como el lector habrá podido observar, el río Guadalquivir a su paso por Alcolea del Río ha ido configurando un meandro de grandes dimensiones, que desde el Holoceno mantiene la tendencia a la expansión, extensión y a la deformación de sus curvas; y el cual es acompañado de un segundo brazo que estrangula por desbordamiento al anterior desde aproximadamente el periodo Subboreal.

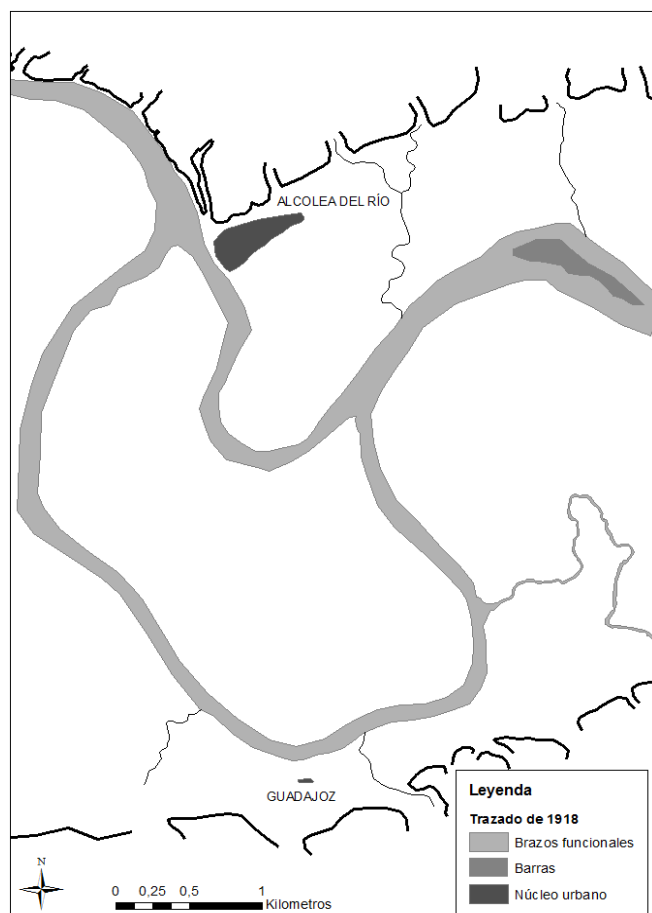
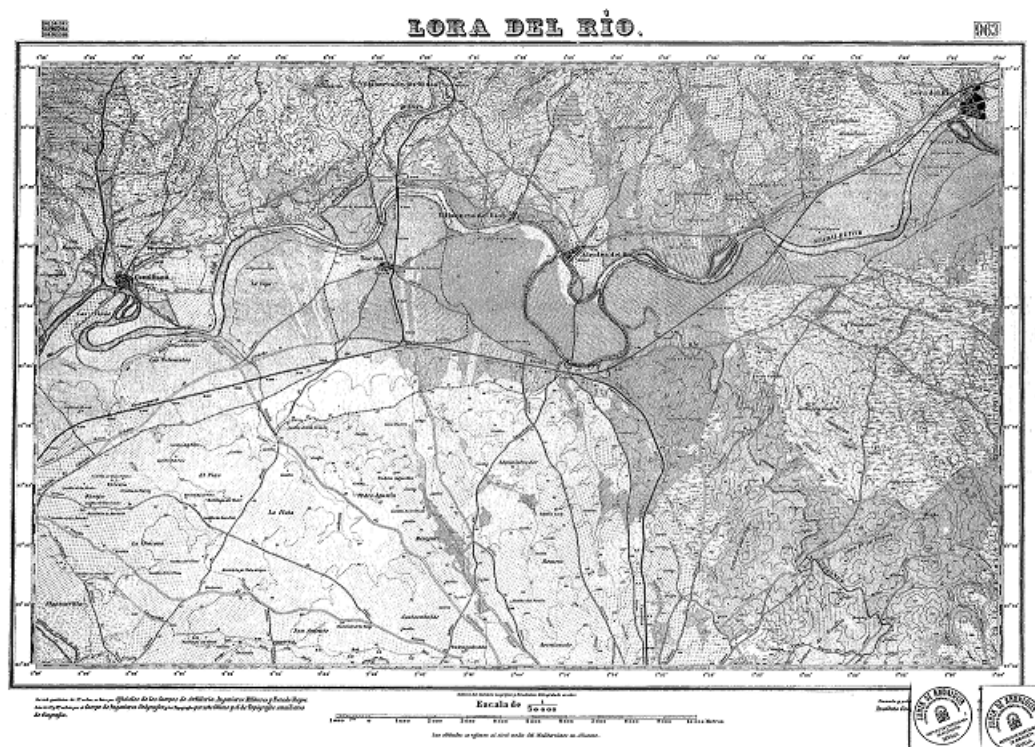


Figura 7.6: Reconstrucción del trazado del río Guadalquivir en Alcolea del Río a partir de la cartografía geomorfológica y el Mapa Topográfico Nacional de principios de siglo XX. Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007

La cartografía de la época sigue mostrando la funcionalidad de los dos brazos del Guadalquivir. De ellos, el meandro acortado mantiene el desplazamiento local hacia el Este, lo que complejiza aún más su morfología.

Este último igualmente evolucionará mediante divagación lateral, primero como brazo de crecida, para con posterioridad alcanzar su permanente funcionalidad, lo cual complementa a la del antiguo hasta comienzos del siglo XX.

7.1.2.2. Consolidación del nuevo brazo del Guadalquivir y abandono del antiguo

La segunda mitad del siglo XX supondrá la configuración del meandro de la Barca de Alcolea en los términos en los que lo conocemos hoy. Para ello dos hechos resultan fundamentales: de un lado, el abandono definitivo del antiguo brazo, y de otro, el avance lateral de las márgenes asociadas al brazo de rectificación.

En el primero de los casos, no conocemos el momento exacto de su ejecución, no obstante el buen estado de conservación de la morfología del cauce, y la presencia en parte de su recorrido exclusivamente de finos como responsable de su débil colmatación, apuntan a que ésta tuvo lugar en momentos más próximos a la mitad del siglo XX. Una imagen próxima a esta situación de abandono nos la facilita la cartografía elaborada para el año 1956 (Fig. 7.7), donde lo más destacable es el drenaje que de este brazo efectúa el río Corbones, el cual prácticamente ocupa la totalidad del trazado, discurriendo bastante incidido a partir de los últimos niveles elaborados durante la última etapa de funcionalidad del meandro a principios de siglo. Igualmente, la presencia de estos últimos niveles (Th2) en el nuevo cauce, a su vez ligeramente colgados respecto a los depósitos de margen convexa de la época, nos aporta un criterio fundamental para establecer la relación entre el progresivo abandono del meandro y la incisión que acompaña al desplazamiento lateral del cauce de rectificación. Este hecho supone el progresivo aumento en la altitud del fondo colmatado del meandro antiguo respecto al cauce funcional. Ello no quita pues que, sin embargo, durante los momentos de crecida extraordinaria el meandro abandonado recobre su funcionamiento debido a los aportes hídricos tanto del Guadalquivir como de su afluente el Corbones.

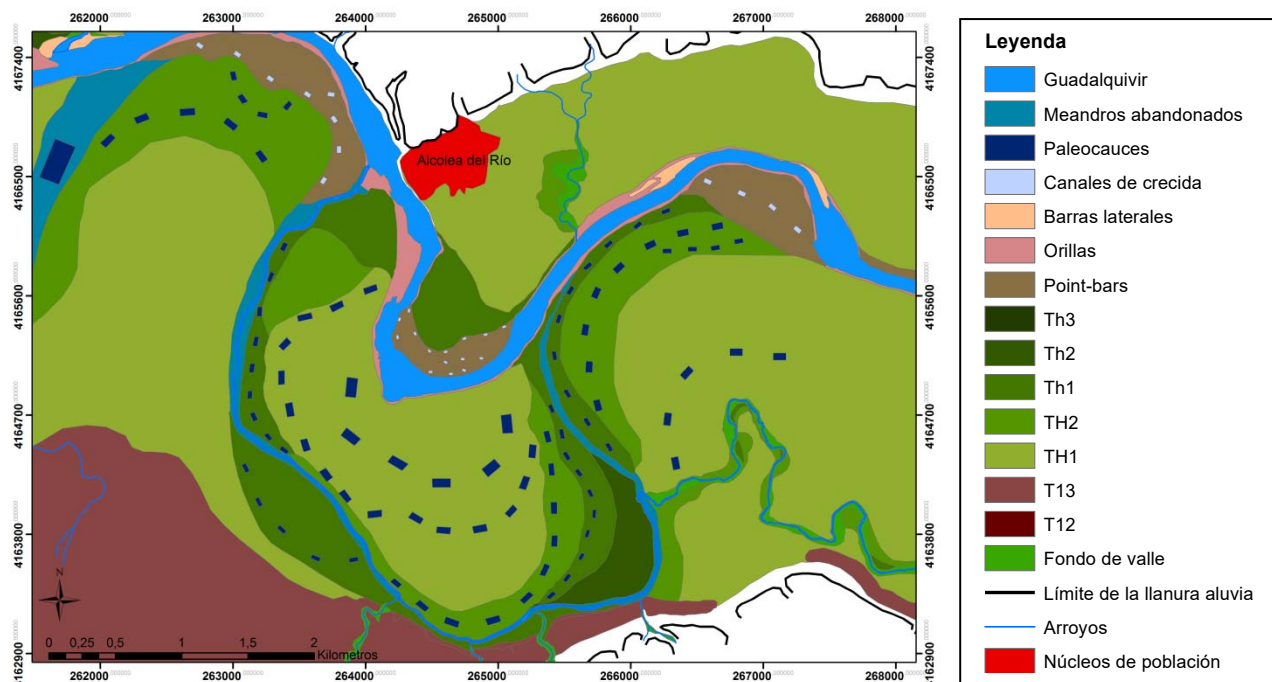


Figura 7.7: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Alcolea del Río para el año 1956

Respecto a la evolución del brazo de rectificación podemos apreciar cómo en los años 50 éste adquiere toda la funcionalidad, desplazándose lateralmente y con cierta rapidez en sentido Suroeste. Resultado de ello es la generación en su margen convexa de un acusado point-bars con canales de crecidas, y parte del cual se encuentra ya para estos momentos ligeramente colgado respecto a la lámina de agua. Mientras tanto, la margen cóncava registra en el Suroeste la zona de máximo ataque erosivo, originando el desmantelamiento del primer nivel de terraza Holoceno y un escarpe muy vertical de en torno a 7 m de potencia.

A nivel sedimentario el avance del cauce deja numerosas barras de gravas, la mayoría de ellas estabilizadas por la vegetación, indicando con su presencia que nos encontramos en una zona de gran concentración de material de fondo. Ésta es manifiesta en el lóbulo interno del nuevo meandro donde la existencia de al menos dos niveles indica otras tantas direcciones en su desplazamiento: una primera hacia el Sureste acompañado de sus correspondientes depósitos de margen convexa, posteriormente sustituida por una segunda fase hacia el

Suroeste que nuevamente genera depósitos, dejando colgados los anteriores. Esta evolución culmina con la entrada de materiales finos a techo de los anteriores depósitos conformando para la fecha un nuevo nivel de terraza que, localizado tanto en el cauce abandonado como el activo, presenta notables diferencias en su altitud y grado de definición morfológica. En efecto, mientras los ubicados en el cauce abandonado se encuentran bien definidos por la incisión del río Corbones, los que lo hacen en el nuevo cauce aún están sometidos a la ocupación de las aguas, al corresponder a un lecho de cauce mayor como consecuencia de la fuerte concentración de carga de fondo que reduce la diferencia de altura entre los niveles y la lámina de agua.

Esta tendencia se refuerza a lo largo de la década de los setenta (Fig. 7.8) con la consolidación definitiva del mencionado nivel como terraza (Th2), al tiempo que el desplazamiento hacia la margen cóncava del cauce funcional deja adosados a su sector convexo algo más de 15 Ha de las barras laterales existentes en 1956, las cuales conformarán la actual orilla en la que es apreciable un nuevo nivel en formación en su sector más interno (Th3). Junto a ello, el desplazamiento de la margen cóncava hacia el suroeste mantiene el progresivo desmantelamiento del nivel de terraza Holoceno TH1, que para la fecha es estimado en algo más de 8 Ha, lo que supone una tasa de erosión media de aproximadamente 0,4 Ha/año.

Para este momento es destacable la fuerte ocupación agrícola de la zona, fundamentalmente con cultivos hortícolas y frutales que se extienden sobre la totalidad del entorno del meandro y su propio lecho. Por consiguiente, la vegetación natural, a lo largo de esta segunda mitad de siglo, se encuentra relegada cada vez más, al lecho fuertemente incidido del río Corbones; a las barras laterales ubicadas en las márgenes del cauce principal, contribuyendo a la estabilización de las mismas; así como a los últimos niveles de terrazas (Th2 y Th3) y a la última fase en la formación del point-bar del meandro. En todos los casos debido al alto riesgo que para la fecha, tienen de ser invadidas por las aguas de avenidas ordinarias.

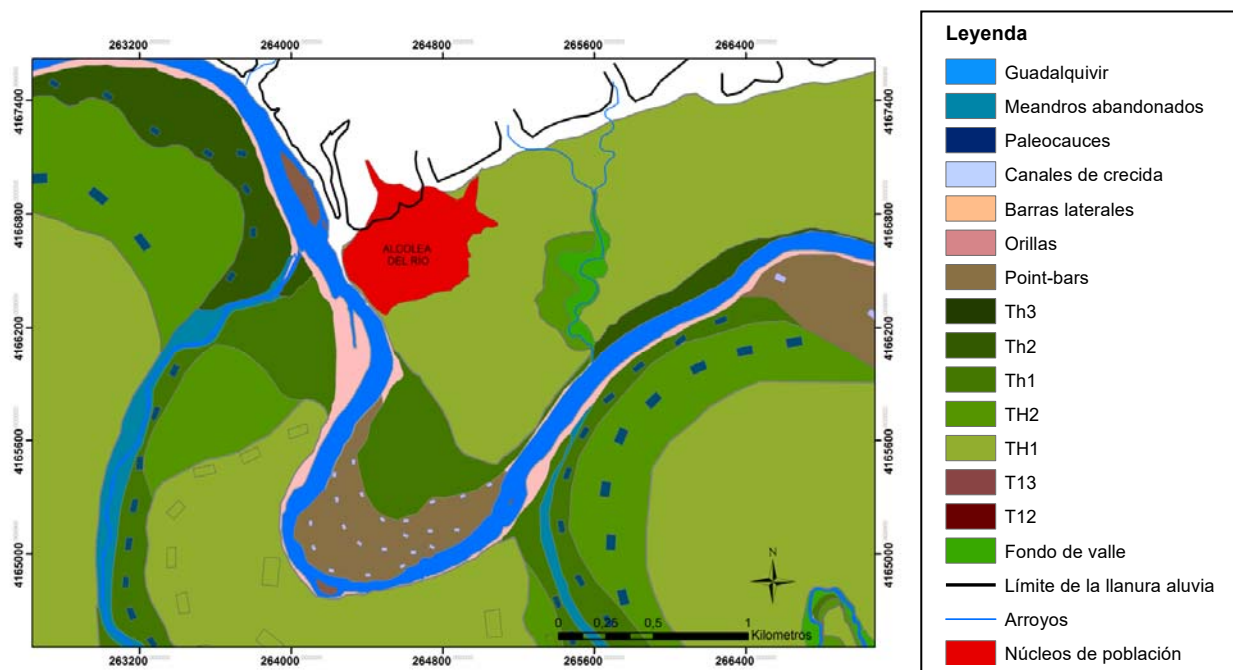


Figura 7.8: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Alcolea del Río para el año 1977

Los cambios que experimenta el meandro de Alcolea, a partir de la década de los ochenta, han de considerarse estrictamente locales y vinculados a una reducción de la anchura del cauce por agradación y colmatación. Así se constata en la cartografía de 1985 (Fig. 7.9) cuando, pese al mantenimiento del desplazamiento hacia el suroeste de la margen cóncava, éste es mucho menor que en épocas anteriores, del orden de 0,06 Ha/año; al tiempo que se siguen anexando nuevas barras de canal a la margen convexa del meandro, que pasan a configurar un nuevo nivel de orilla de algo más de 1,5 Ha por debajo del nivel Th3. Este hecho se detecta asimismo aguas abajo de la población de Alcolea del Río, cuando la barra lateral de evolución histórica se anexa definitivamente a la margen derecha.

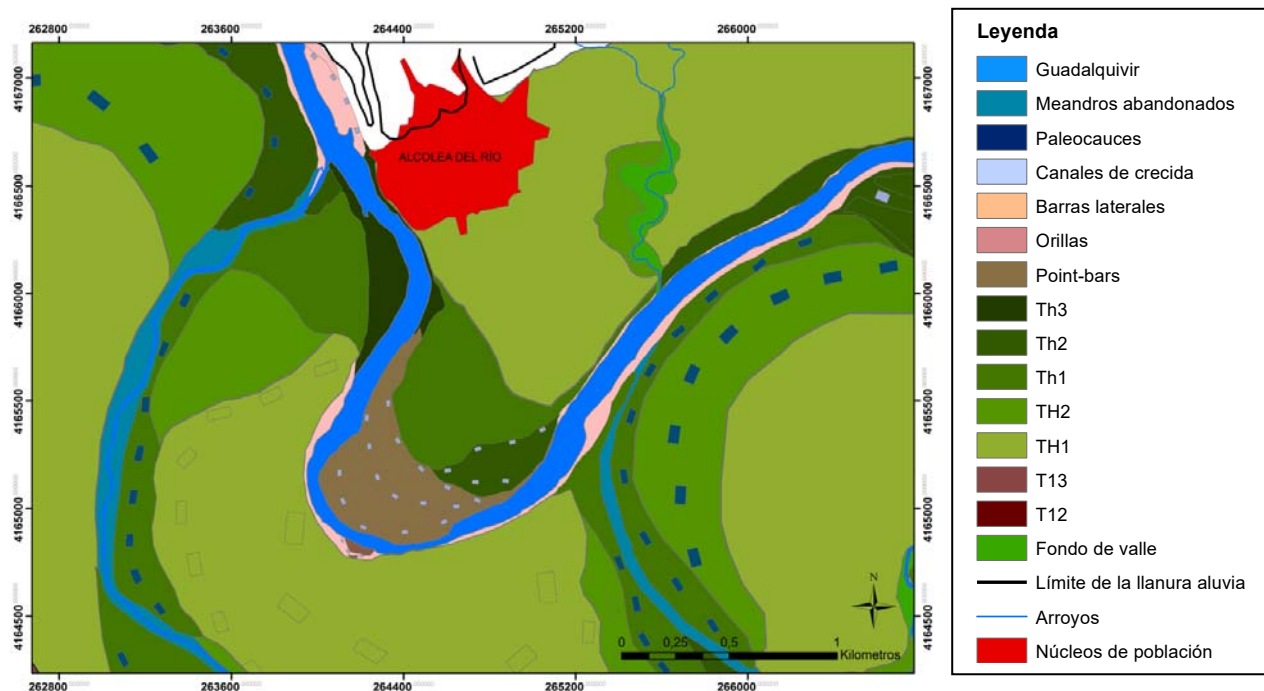


Figura 7.9: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Alcolea del Río para el año 1985

Por su parte, la cartografía del año 2010, esto es, veinticinco años después de la anterior, muestra signos evidentes de la consolidación del trazado en la transversal de Alcolea (Fig. 7.10). Con un cauce más estrecho ($W_{m2010} = \pm 72$ m) que en décadas anteriores ($W_{m1985} = \pm 83$ m) y algo más incidido (de 1,5 a 2 m de talud), las márgenes se encuentran consolidadas y colonizadas por la vegetación, lo que indican una posición sobreelevada respecto a la lámina de agua en régimen de crecida ordinaria.

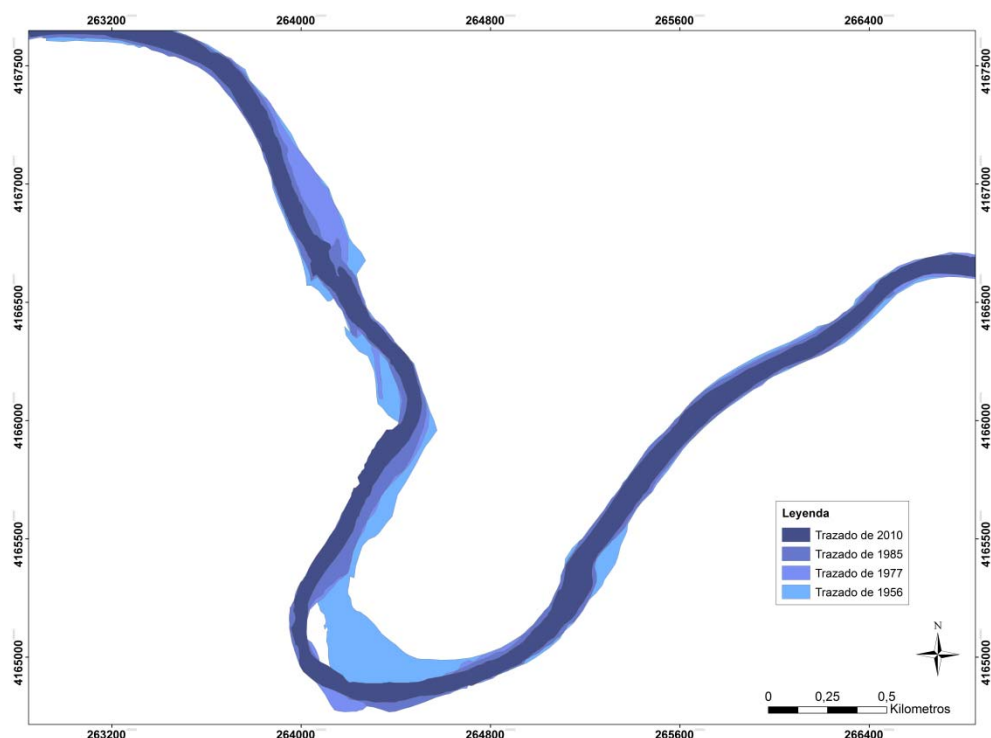


Figura 7.10: Cambios de trazado en el meandro de Alcolea del Río entre 1956 y 2010

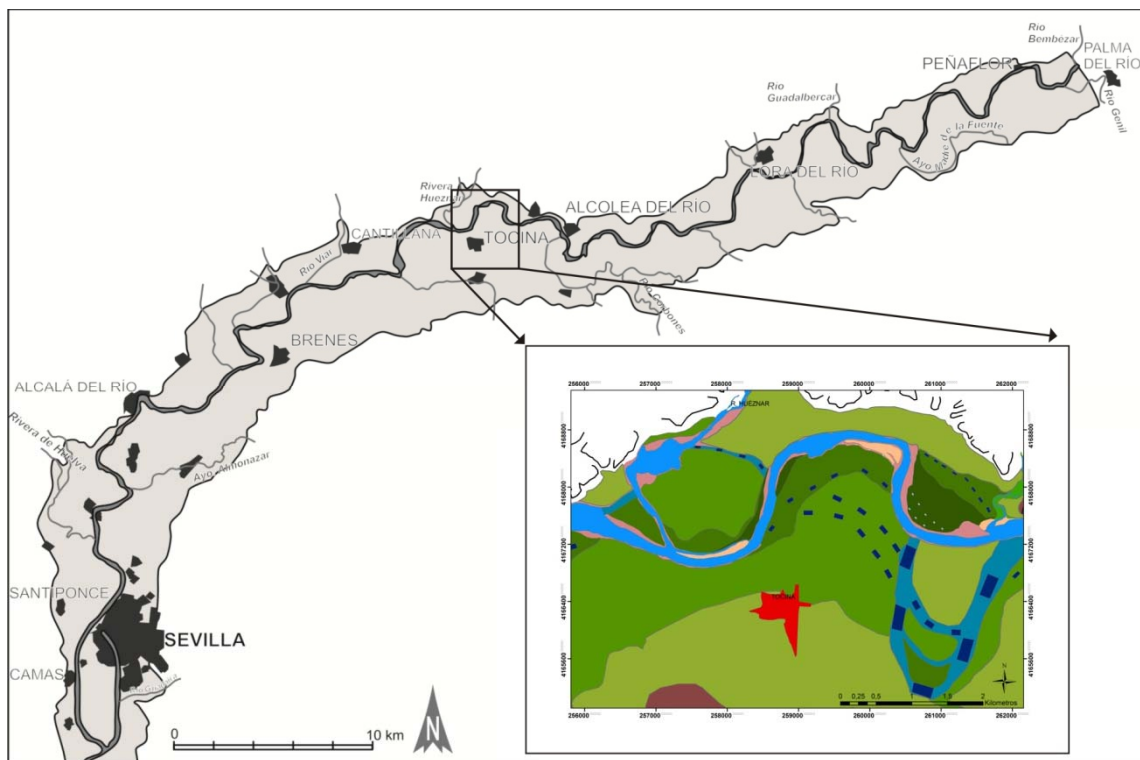
7.2. MEANDRO DE TOCINA

7.2.1. Localización y aproximación a su evolución durante el Holoceno

7.2.1.1. Localización y contexto aluvial

El meandro de Tocina, enclavado 9 Km al Norte del anterior, se localiza aguas arriba de la confluencia del Rivera de Huéznar, próximo al municipio que le da nombre. En este sector el Guadalquivir discurre en sentido Este-Oeste al Norte de su llanura aluvial de algo más de 5,5 Km de anchura, con una escasa pendiente longitudinal, y curvas asimétricas que evolucionan parcialmente en sentido contrario a la dirección media del valle (Fig. 7.11).

Esta llanura sobre la que se inserta el meandro de Tocina está integrada por 7 niveles de terrazas con disposición imbricada, un nivel más del que observábamos a la altura de Cantillana, de las cuales las tres superiores (T13,



TH1 y TH2) se muestran generalizadas en todo el valle (Fig. 7.11), mientras las inferiores (Th1, Th2, Th3 y Th4), son de carácter local y vinculadas a la dinámica lateral de los meandros. Su mayor desarrollo y número se alcanza sobre la margen izquierda del río Guadalquivir, donde se encuentran representadas en su totalidad, con cotas de: +10-13m, para la más alta (T13) y +9-10m y +7-8m para los niveles holocenos (TH1 y TH2). Morfológicamente estos niveles corresponden a los más extensos (1-2 Km), conformando bandas irregulares paralelas a los límites del valle con una escasa pendiente transversal, mientras que por debajo de +5-6m, siempre respecto a la altura media de la lámina de agua del río en la zona, se configuran las correspondientes a episodios históricos y contemporáneos (Th1,Th2, Th3 y Th4). Estas últimas representan la mayor parte de la actual llanura de inundación, que se ve invadida por las aguas en crecidas ordinarias de frecuencia decenal. Los escarpes de entre 1 y 2 m de altura están bien marcados, siempre sobre materiales finos, salvo en aquellos casos en los que la acción de las labores agrícolas los han desmantelado. Su constitución la

integran episodios de gravas de potencia variable (4 a 6m) sobremontados mediante un nítido contacto por materiales finos (limos, limo-arenas y arenas) de 2 a 3 m de potencia, sobre los que se desarrollan suelos típicamente aluviales de textura franca, como corresponde a fluvisoles de excelente aptitud agrícola (BAENA, 1994).

Por último, y completando las morfologías vinculadas a la circulación del agua en la llanura, es de destacar los cauces abandonados o "Madres", muy frecuentes en el ámbito de Tocina y localizados al Norte y al Este de esta población, siempre por debajo de los +9-10 m del nivel superior Holoceno.

7.2.1.2. Secuencia de terrazas holocenas

La posición geomorfológica disimétrica del meandro en la llanura, unido a la situación de los niveles de terrazas de la misma y a la presencia de cauces abandonados, indican una evolución holocena del meandro de Tocina desde el centro de la llanura hacia el Norte, y siempre relacionada con la evolución simultánea y de sentido contrario, esto es hacia el Sur, de los meandros adyacentes.

Es precisamente esta conjunción de elementos, la que puede aportar datos aproximados sobre la morfología y dinámica del río Guadalquivir en Tocina durante el periodo que nos ocupa. Así la posición de los escarpes correspondientes a los niveles TH1 y TH2, junto a los paleocauces presentes en este último nivel, permiten intuir que para el momento de formación de estas terrazas, el Guadalquivir ya describía un trazado meandriforme en las inmediaciones de lo que hoy es el municipio de Tocina, y probablemente bastante inestable a tenor de la extensión que ocupan dichos niveles en la margen progradante del meandro (Fig. 7.11). Igualmente es de destacar, junto al mantenimiento de la posición del meandro, unas características morfométricas próximas a las presentes, si bien con longitudes de onda y radios de curvaturas de mayor tamaño, y un trazado probablemente más simétrico que en la actualidad. Resulta también llamativo, siguiendo la posición del nivel Holoceno superior (TH1) de la margen derecha, la existencia para estos momentos de

meandros de gran elongación estrangulados, que pueden ser fácilmente identificados por tener instalados sus paleocauces, hoy conocidos como Madres viejas de Tocina, sobre los niveles de terrazas TH1 y TH2.

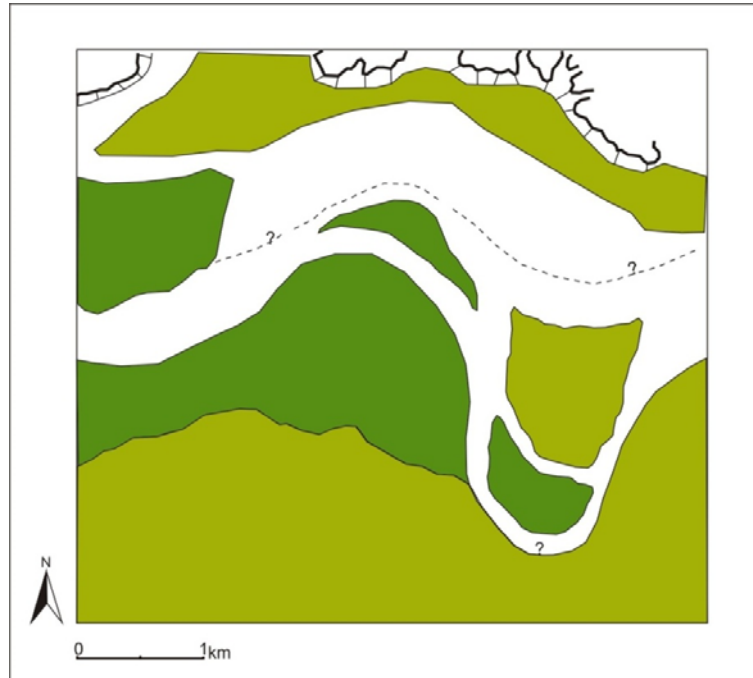


Figura 7.11: Reconstrucción aproximada del trazado fluvial del Guadalquivir en las inmediaciones de Tocina a finales del Holoceno. Se realiza a partir de los escarpes y paleocauces correspondientes a las terrazas holocenas (TH1 y TH2).

Esta evolución lateral de los trazados constituye el fundamento de la conformación de la llanura aluvial, que se establece en los mismos términos apuntados para el doble meandro de Cantillana, esto es, mediante una dinámica de agradación y divagación lateral de los cauces, interrumpida al menos, por tres fases de incisión que dan lugar a otros tantos niveles de terrazas (T13, TH1 y TH2) (Fig. 7.12).

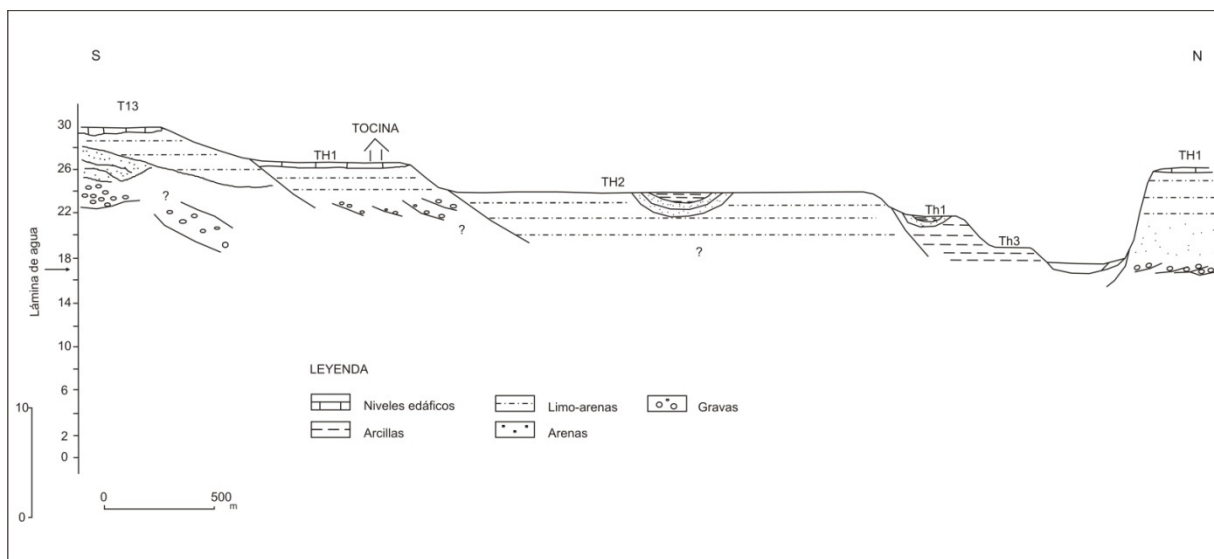


Figura 7.12: Disposición de las terrazas y aluvionamientos del Guadalquivir a la altura del municipio de Tocina

7.2.2. La consolidación del meandro en época romana

Durante la Antigüedad Clásica esta zona no constituía un área de ocupación permanente tal y como la encontramos en Cantillana (*Naeua*), sino más bien presentaba una ocupación dispersa y vinculada a la explotación de los alfares. A este respecto, los únicos datos arqueológicos que disponemos de la zona son los que aporta la carta arqueológica correspondiente al término municipal de Tocina (JIMENEZ BARRIENTOS *et al.*, 1990) y el trabajo que sobre la Bética realizó el Departamento de Historia Antigua de la Universidad de Sevilla (CHIC, 1985).

Para nuestro estudio, la ubicación de estos yacimientos arqueológicos correspondientes a antiguas alfarerías de época romana va a resultar particularmente interesante, dado que su posición siempre próxima a las márgenes del río para facilitar la comercialización por vía fluvial, permite una reconstrucción aproximada de los trazados del río para aquellos momentos (Fig. 7.13). En este sentido, los yacimientos que evidencian una ocupación más continuada se localizan siempre sobre el nivel de terraza Holoceno superior, y son los siguientes:

7.2.2.1. Yacimientos en la margen derecha del Guadalquivir

a) *Valdevacas*: En esta margen, en el nivel de terraza superior Holoceno, Ponsich visitó dos yacimientos de distintas características que se hallaban próximos entre sí. El más septentrional comprendía grandes bloques tallados, así como numerosos restos de tejas y ladrillos romanos además de cerámica común y *sigillata*. A menos de 1 kilómetro y junto a la misma orilla se encontraba un segundo yacimiento en el que sólo halló restos de cerámica (ladrillos, ánforas, etc.), algunos de ellos con fallos en la cocción, que llevan a pensar en un establecimiento alfarero (CHIC, 1985).

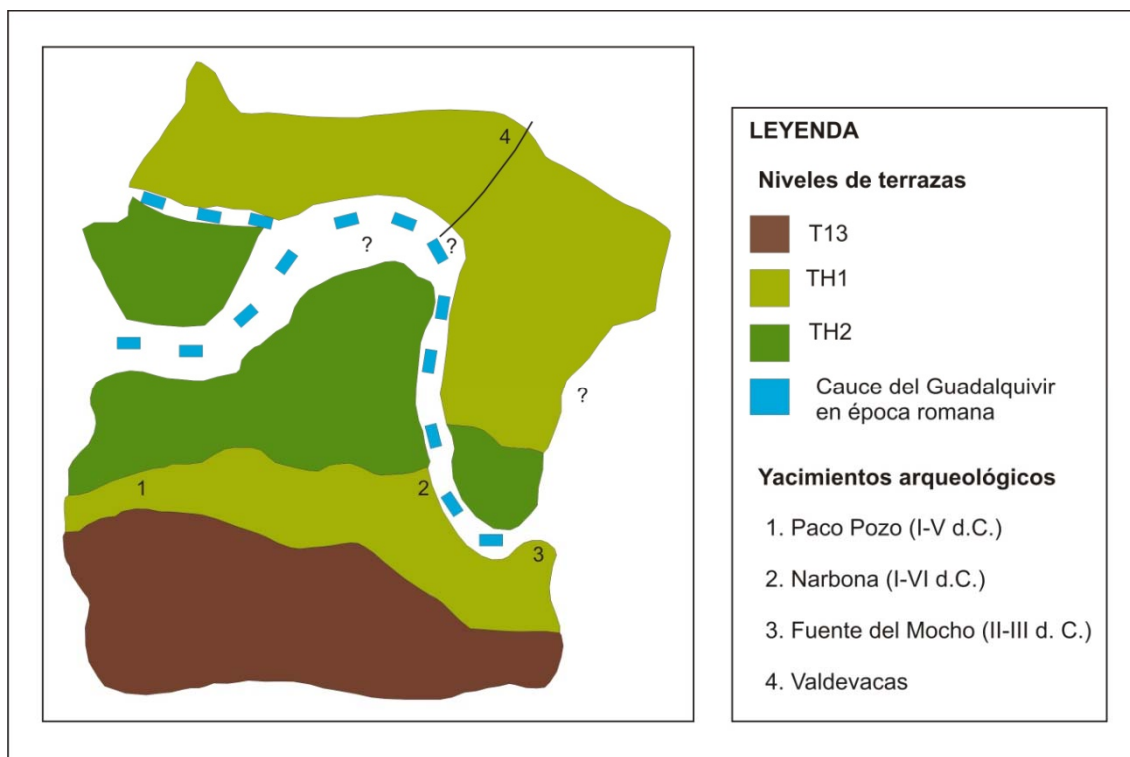


Figura 7.13: Localización de los yacimientos romanos en las inmediaciones de Tocina. La ubicación de los yacimientos correspondientes a antiguas alfarerías, siempre sobre la terraza holocena superior (TH1), pone de manifiesto que dicho nivel se encontraba, por lo general, fuera del alcance de las aguas de crecida.

7.2.2.2. Yacimientos en la margen izquierda del Guadalquivir

a) *Paco Pozo*: Localizado entre la carretera SE-128, y un camino carretero situado al Norte, este yacimiento presenta una adscripción cultural romana y

tardorromana (siglos I y V d.C.). En él se ha detectado fragmentos de mármol blanco, de mosaico "*opus tessellatum*"; numerosos restos constructivos, tales como ladrillos; así como cerámica común, *sigillatas* y fragmentos de ánforas.

b) *Narbona*: Este yacimiento arqueológico también de época romana y tardorromana (s.I al V-VI d C.) se encuentra ubicado próximo al antiguo cauce de la Madre Vieja de Tocina, al Este del pueblo. En él, si bien no se encontraron restos destacables de ninguna construcción, aparecieron cerámicas comunes romanas y *sigillatas*, así como abundantes trozos de *tégulas* y ladrillos.

c) *Fuente del Mocho*: El último de los yacimientos encontrados en la zona, presenta adscripción cultural romana (ss. II-III d.C.). Éste, igualmente próximo a la Madre Vieja de Tocina, se localiza sobre el escarpe occidental del nivel de terraza Holoceno superior (TH1), entre el extremo oriental del término de Tocina y el de Villa del Río, junto a la carretera local. En este escarpe, en un perfil de unos tres metros de altura pueden verse estructuras constructivas, con restos de posibles pavimentos (JIMENEZ BARRIENTOS *et al.*, 1990). Aún cuando los materiales encontrados son escasos abunda la cerámica común y algún fragmento de cerámica melada.

Ciertos autores como Jiménez Barrientos, Chisvert Jiménez, y Franco Angulo, en la elaboración de la carta arqueológica del municipio, han visto indicios de ocupación romana de la terraza holocena inferior (TH2). Si tenemos en cuenta que se trata de una prospección arqueológica superficial, estas localizaciones estarían fuera del contexto estratigráfico, por lo que no han sido tenidas en cuenta. Así, la ubicación sobre el nivel de terraza Holoceno (TH1) de los yacimientos encontrados en la zona pone de manifiesto que este nivel estaba por lo general fuera del alcance de las aguas de desbordamientos, puesto que éstos siempre se situaban sobre ribazos relativamente elevados que les permitiese cierta protección frente a las crecidas del río junto al que se asentaban (CHIC, 1990). Asimismo, la ubicación de los yacimientos de Narbona y Fuente del Mocho refleja, no sólo la funcionalidad de la Madre Vieja durante la antigüedad clásica, sino haber alcanzado su máxima expansión para este momento, acentuando su morfología elongada de reducido radio de curvatura. De esta manera se refuerza

lo apreciado en Cantillana referente a la sinuosidad del trazado del Guadalquivir en la antigüedad clásica. Mientras, el meandro de Tocina iniciaría la tendencia al desplazamiento progresivo hacia el Norte hasta llegar a alcanzar la posición actual.

Los escasos datos arqueológicos de época medieval localizados fundamentalmente en el actual núcleo de población, no aportan ningún dato significativo. Tan sólo valorar el hecho de que a partir del siglo XII tenemos las primeras noticias de lo que sería el embrión del núcleo poblacional de Tocina, con la aparición de una alquería árabe sobre la TH1, que posteriormente tras la reconquista, constituirá la primera demarcación del ámbito de Tocina (Cartas Pueblas, Libro de Repartimiento). Esto supone el arranque de los primeros núcleos de población plenamente insertos en la llanura de inundación, con una finalidad de dependencia directa del agua del río para su empleo en la ganadería (abrevadero, vados de cañada). Ello denota que el nivel Holoceno inferior (TH2) pudiera ser una zona frecuentemente inundable en la Edad Media.

7.2.3. Aluvionamientos y cambios de trazado en relación con las terrazas históricas

7.2.3.1. Formación de la terraza histórica Th1

A partir de la modernidad, la continuidad en el desplazamiento del meandro de Tocina hacia el Norte da lugar a la formación de una nueva terraza (Th1), cuyo seguimiento se ha efectuado mediante el análisis de la secuencia estratigráfica de la terraza, y los datos aportados, tanto por la cartografía histórica del Bajo Guadalquivir para los siglos XVIII y XIX (el *Plano del Bajo Guadalquivir* de F.A. Pizarro, 1783; *Plano del cauce del Guadalquivir* de C. Lamaur, 1785; *Plano del río Guadalquivir desde Guadajocillo hasta Sanlúcar de Barrameda* de F. Losada, 1804; y *Planta del canal de riego y navegación de Córdoba a Sevilla*, proyectado por J.A. Larramendi, 1818); como por las fuentes documentales e historiográficas de la época (Catastro de Tomas López de finales del s. XVIII).

El análisis de la secuencia estratigráfica de la terraza se realizó aprovechando las

obras de excavación, llevadas a cabo en la zona, con motivo de la conducción de agua del río Rivera de Huéznar a los municipios de Tocina y los Alcores. Esta zanja, de disposición transversal al lóbulo convexo del meandro, permitió observar las características del aluvionamiento de la terraza, integrado en su mayor parte por importantes acumulaciones de limos y arenas (Fig. 7.14). El perfil estratigráfico, levantado al efecto, alcanza los 3 m de potencia para un desarrollo longitudinal de unos 600 m, estando integrado de muro a techo por: limos masivos de tonos pardos con potencia desigual, entre 1 y 1,5 m según las zonas, y presencia discontinua al acuñarse lateralmente. Hacia su techo es frecuente la existencia de ligeros rasgos edáficos correspondientes a fluvisoles sepultados, siendo su contacto con la base de la unidad de carácter neto. Sobre ellos se encuentra un depósito de arenas medias y gruesas de 1 a 2 m de potencia, e incluso más cuando desaparece el nivel inferior. En estos casos, presentan en su base niveles centimétricos de carácter arcilloso con abundante materia orgánica. Finalmente el techo del relleno lo constituye un nivel masivo de 0,5 m de potencia, integrado por sedimentos limo-arenosos de tonos pardo oscuro.

El análisis paleomagnético (deriva secular) de dicha secuencia pone de manifiesto una disparidad cronológica entre los niveles de limos masivos inferiores (siglos VIII-X) y los rellenos arenosos (siglos XVII-XVIII) y de limos culminantes (siglos XIX-XX) (BAENA y DÍAZ DEL OLMO, 1997). Ello denota una destacada tendencia a la acreción vertical con un primer de antigua paleotopografía aluvial con rasgos edáficos, sellada por facies de arenas que colmatan cauces de crecida en relación con al desarrollo lateral del meandro; y por último una homogeneización de la topografía aluvial acorde a los momentos de mayor número de inundaciones (s. XIX y XX). Esto pone de manifiesto una superposición de aluvionamientos en la génesis de la primera terraza histórica (Th1).

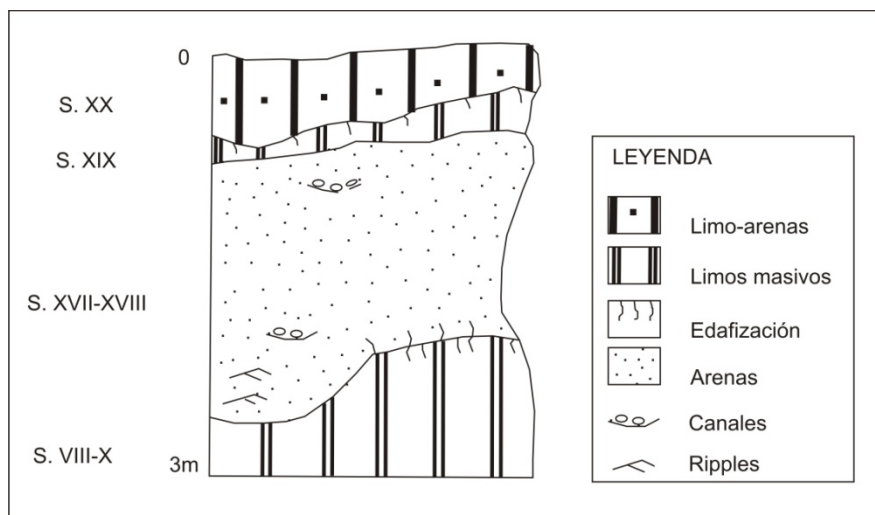


Figura 7.14: Modelo de aluvionamiento para la Th1 en la transversal de Tocina

7.2.3.2. Cambios de trazados durante los siglos XVIII y XIX

En cuanto a los datos aportados por la cartografía histórica, la correspondiente a finales del siglo XVIII, de Antonio Pizarro (1778), reconstruidos los trazados en base al mapa geomorfológico (Fig. 7.15), nos indica la existencia en la zona de dos meandros con diferentes características morfométricas: el más occidental, con una gran amplitud de onda había desarrollando dos lóbulos secundarios, cuyos radios de curvatura superaban en ambos casos el medio km ($a = 735,2$ m y $b = 563,7$ m); mientras que el meandro oriental (hoy Madre Vieja de Tocina), se encontraba estrangulado, y dispuesto transversalmente a la llanura con una gran amplitud de onda y escaso radio de curvatura. Este último meandro, que como ya hemos indicado se encontraba consolidado y estrangulado desde el Holoceno hasta al menos época clásica, permanece con los dos brazos por lo general funcionales hasta finales de este siglo, alcanzando su definitivo abandono a comienzos del siglo XIX, tal y como muestra la cartografía de la época y que analizaremos más adelante.

Por el contrario, el meandro occidental presentaba para el momento un trazado mucho más desplazado al Norte de la llanura, debido a que el río había retomado un antiguo brazo ubicado en el nivel Holoceno inferior, modificando igualmente hacia el Norte la confluencia del Rivera de Huéznar algo más de kilómetro y

medio. Es este último meandro el que registra los cambios más importantes en su morfología a juzgar por la cartografía disponible a comienzos del siglo XIX (Fig. 7.16), dando lugar a dos curvas bien individualizadas.

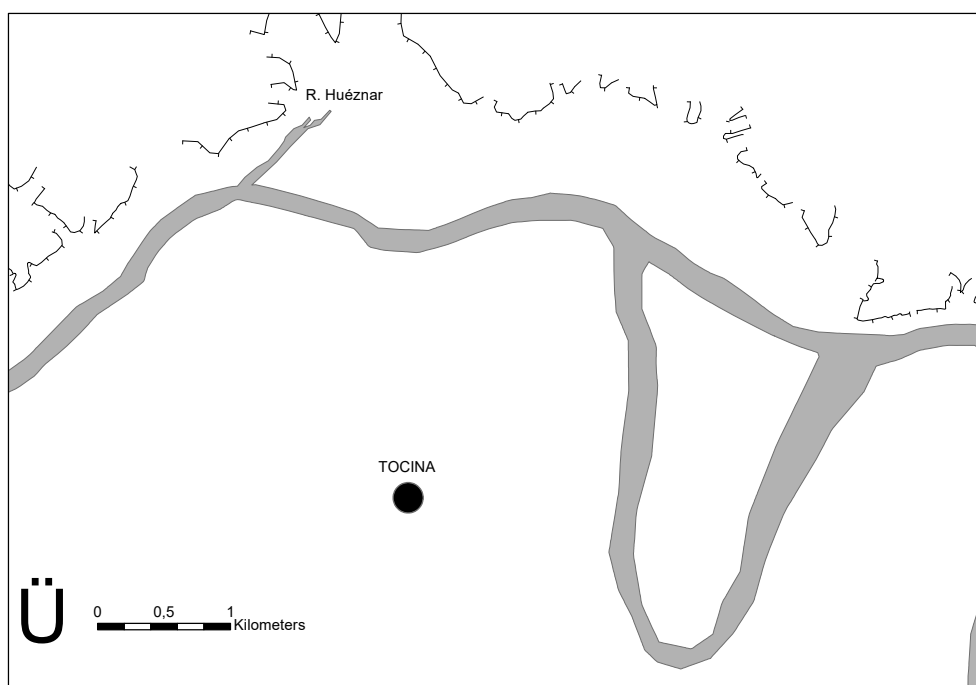


Figura 7.15: Reconstrucción del trazado del río Guadalquivir a su paso por Tocina a partir de la cartografía geomorfológica de 1956 y el Plano del Bajo Guadalquivir de Antonio Pizarro de finales del siglo XVIII. Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007. Para este momento, la cartografía refleja su posición al Norte de la llanura al retomar un antiguo cauce del Guadalquivir sobre el nivel de terraza holoceno TH2. La Madre Vieja, aún cuando aparece rectificada mantiene la funcionalidad de sus dos brazos.

En efecto, la convergencia en la zona de los elevados caudales del Guadalquivir y los de su afluente el Rivera de Huéznar, pueden ser la causa para comprender el desplazamiento hacia el Sur experimentado por el meandro en el que confluye

este colector, y el cual retoma un antiguo brazo abandonado sobre la terraza holocena inferior (TH2), dado que no existen en sus inmediaciones vestigio alguno de evolución lateral. En consecuencia, el río Rivera de Huéznar acomoda su tramo de desembocadura a la nueva posición del Guadalquivir, drenando parcialmente su antiguo cauce. Noticias igualmente de este desplazamiento hacia el Sur por parte del río son recogidas por el Catastro de Tomás López (1850) cuando señala que la mínima distancia de separación de la villa con respecto a aquél se estimaba en 2 Km frente al pórtico Norte de la Iglesia.

La segunda curvatura que se origina en base a este desplazamiento hacia el Sur, será precisamente la que de origen a la configuración actual del meandro de Tocina. Asimismo, es en este momento cuando se constata en la cartografía histórica de la época el abandono del meandro de La Madre Vieja como cauce funcional ordinario, aún cuando persista un funcionamiento esporádico del mismo durante momentos de crecida, como queda recogido en el replanteamiento del término municipal (I.G.C., 1871). A partir de entonces y hasta comienzos del siglo XX la evolución que experimenta el trazado viene acompañada de movimientos laterales del río, generalizables a todo el tramo continental del Bajo Guadalquivir. En el caso que nos ocupa, la mayor tasa de desplazamiento se encuentra en el meandro de Tocina, con unos 450 m de media hacia el Norte, que unido al desplazamiento hacia el Sur de la contracurva oriental (brazo de rectificación) determinará que este meandro aumente su amplitud de onda y disminuya su radio de curvatura, alcanzando así cierto grado de madurez.

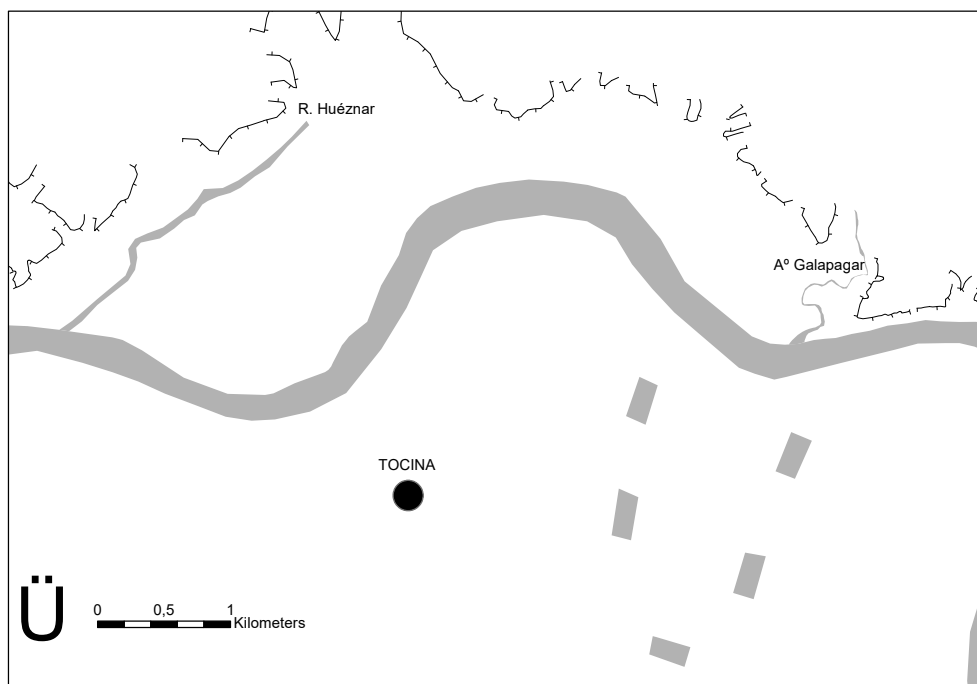
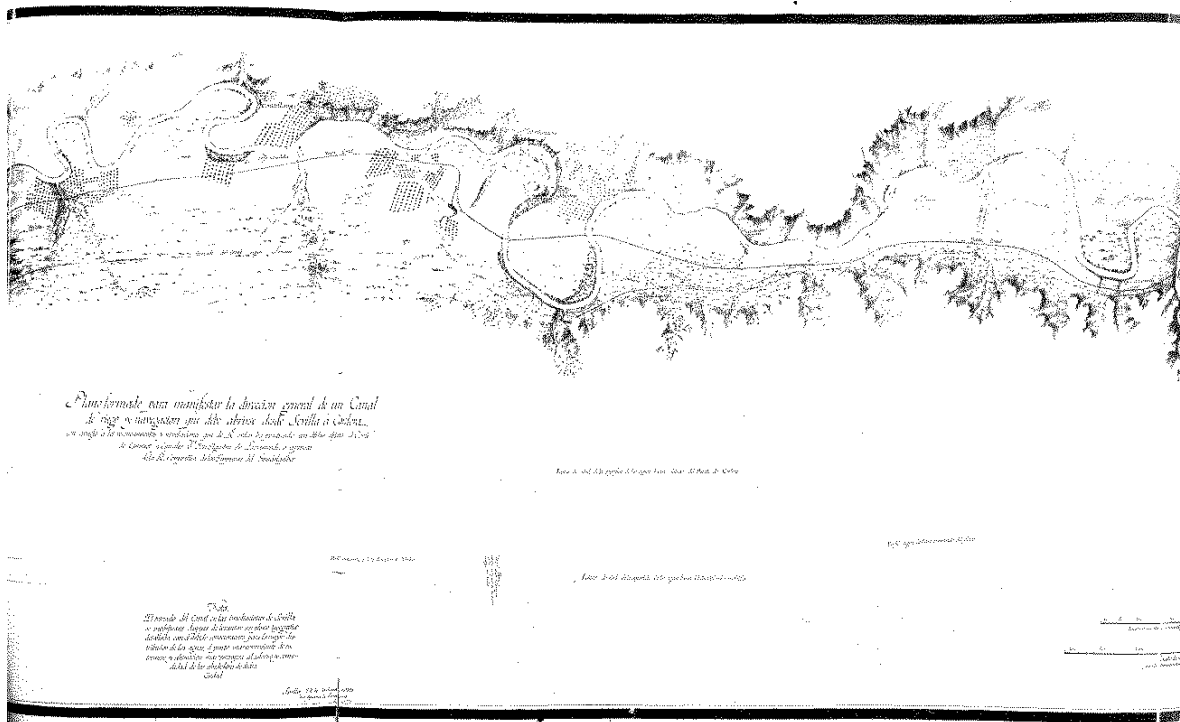


Figura 7.16: Reconstrucción del trazado del río Guadalquivir a su paso por Tocina a partir de la cartografía geomorfológica de 1956 y el Plano de canal de riego y navegación de Sevilla a Córdoba proyectado por Larramendi en 1818. Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007. Las mayores modificaciones que experimenta el trazado del Guadalquivir en el sector se adscriben al meandro en el que tiene lugar la desembocadura del R. de Huéznar. Tal y como se cartografía en el año 1818, este meandro describe su curvatura mucho más al Sur que a finales del siglo XVIII, a lo que se acomoda dicho afluente.

7.2.4. Progradaciones locales y formación de nuevas terrazas

Si como venimos viendo la evolución del Guadalquivir en la zona se ha caracterizado por importantes modificaciones, tanto a nivel de trazado como de ampliación de la llanura aluvial, durante el siglo XX adquirirán protagonismo los desplazamientos laterales del cauce con carácter local. Éstos se vinculan al desarrollo de *loops* de reducidos radios de curvatura, a los que acompañan la formación de pequeños niveles de terrazas subactuales.

Para su estudio hemos seguido las mismas directrices utilizadas en el caso de Cantillana, poniéndose de manifiesto para el comienzo del siglo una destacada regularidad en la forma de los tres meandros presentes en la zona (Fig.7.17), con amplitudes de onda, radios de curvatura y longitudes de onda axial superiores a las detectadas en Cantillana para estas mismas fechas. Igualmente el Mapa Topográfico Nacional representa en este momento un cauce del Guadalquivir más ancho (470 m de valor máximo) y probablemente menos profundo que el actual, si bien perfectamente delimitado respecto al techo de la llanura.

Sin embargo, y tal como pondremos de manifiesto a continuación, lo más destacado de la evolución acontecida en el río a partir del siglo XX, a su paso por Tocina, serán los desplazamientos laterales de tipo puntual que ahora con bastante menor tamaño terminarán conformando los meandros asimétricos actuales.

7.2.4.1. Reducción en el tamaño del cauce y formación de la terraza Th2

Las primeras modificaciones a este respecto pueden apreciarse en la cartografía geomorfológica correspondiente al año 1956 (Fig. 7.18), en la que se reflejan los resultados de una evolución local heterogénea que genera pequeños lóbulos de acreción lateral. En particular destaca el existente en la parte oriental del meandro de Tocina, formado por una gran barra lateral de gravas y arenas completamente colonizada por la vegetación que aún mantiene en su parte interna canales de crecidas.

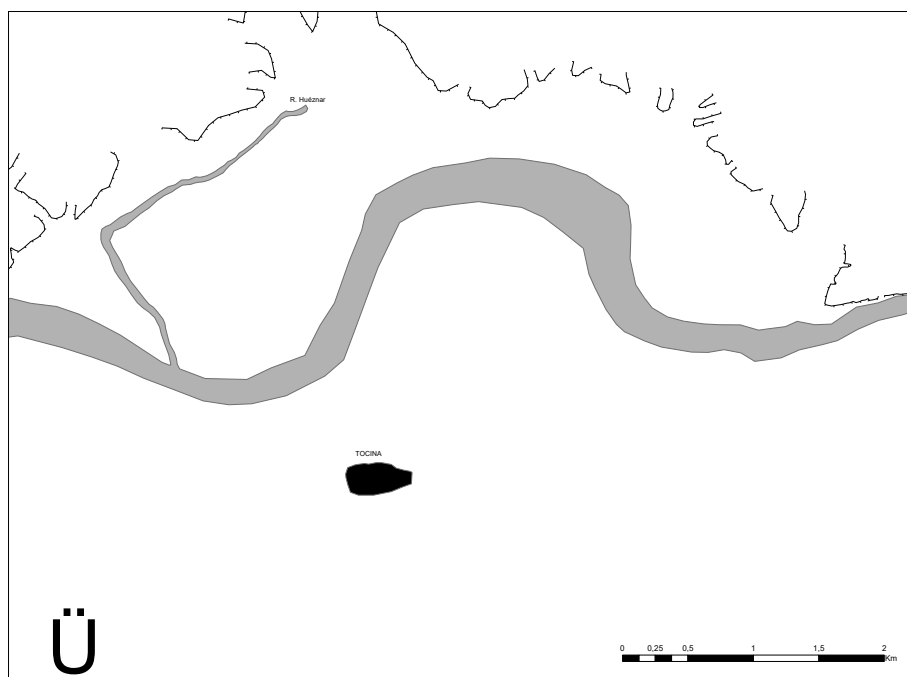
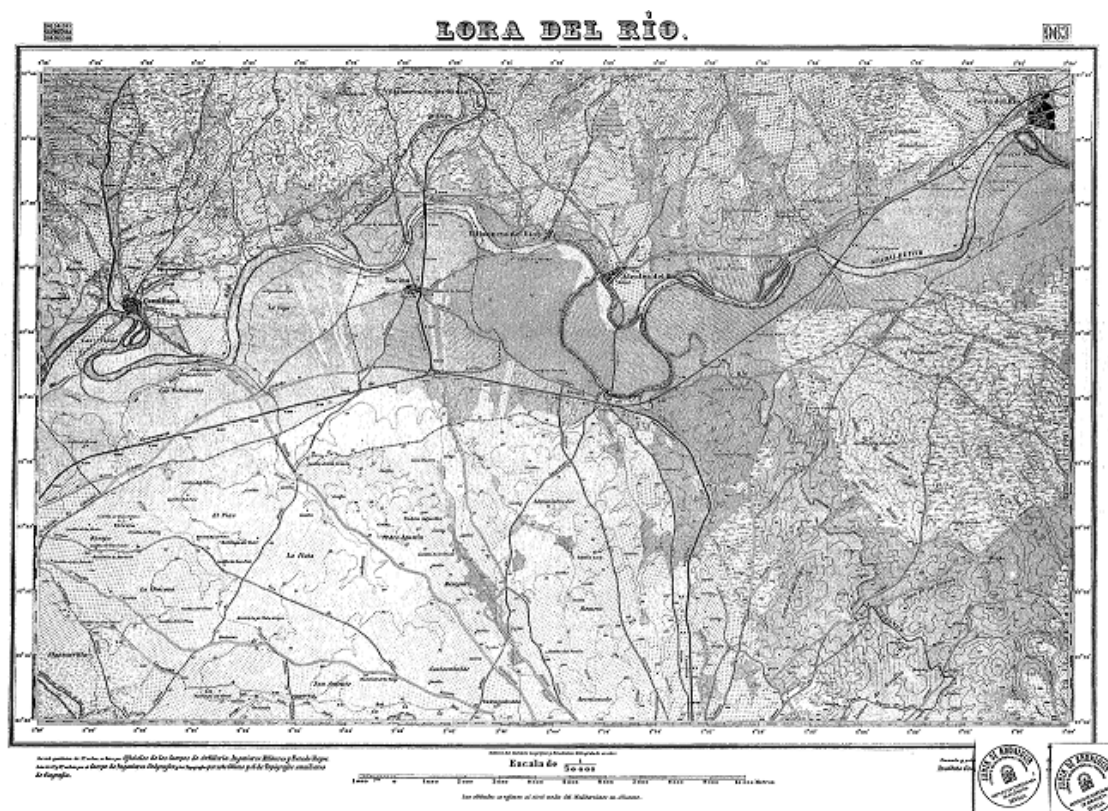


Figura 7.17: Reconstrucción del meandro de Tocina según la cartografía geomorfológica de 1956 y el Mapa topográfico Nacional de 1918. Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007. Para esta época, el Guadalquivir en Tocina presentaba una destacada regularidad en sus formas, así como un cauce perfectamente delimitado respecto al techo de la llanura aluvial.

Otra manifestación de esta índole se sitúa en el sector occidental del mismo meandro, en este caso, en su mayor parte culminado por finos y separados de la barra lateral aún en formación mediante un escarpe de entre 1-1,5 m. Mientras, la evolución de las contracurvas adyacentes al meandro de Tocina se caracteriza por un comportamiento diferenciado (Fig. 7.18). La más oriental, aquella en la que desemboca el arroyo Galapagar, con formación de un desarrollado point-bars ligeramente colgado respecto a la orilla y totalmente colonizado por la vegetación. En cambio, la occidental, en la que desemboca el río Rivera de Huéznar, permanece más estable a juzgar por el tamaño que alcanza el nivel Th2, el cual permanece desconectado de la barra lateral que integra la orilla.

En suma, la situación plasmada en la cartografía de 1956 manifiesta la existencia de un nuevo nivel de terraza (Th2) cuya génesis, vinculada a desplazamientos laterales, se remonta a momentos anteriores al comienzo de siglo, adquiriendo su definitiva configuración morfológica durante la primera mitad del siglo XX. La formación de este nuevo nivel debe entenderse relacionado con un proceso de incisión generalizado del cauce en este tramo del Guadalquivir y acompañado de la reducción en su anchura. En cuanto a su posición geomorfológica, las nuevas terrazas se asocian tanto a la presencia de barras laterales ubicadas en la parte convexa de los meandros, como a depósitos de margen cóncava para aquellos sectores en los que el trazado cóncavo del cauce ha desplazado su punto de máxima curvatura.

Desde el punto de vista del aprovechamiento humano se mantiene la situación existente a comienzos de siglo; esto es, la total puesta en cultivo no sólo de los niveles holocenos e históricos, sino incluso de los recién formados durante la primera mitad de siglo. Queda de esta forma la vegetación natural relegada, fundamentalmente a las nuevas orillas en proceso de consolidación, estén éstas constituidas por barras laterales o por finos de colmatación, y en cualquier caso siempre vinculado a la reducción en la anchura del cauce. En el caso del río Rivera de Huéznar la vegetación se muestra en los mismos términos aún cuando este colector presente para la fecha de referencia, un cauce de grandes dimensiones (400 m de valor máximo) inmediatamente aguas arriba de su confluencia con el Guadalquivir. Esto podría indicar la escasa incisión de este

afluente a escasos metros de su desembocadura, y su débil individualización respecto a la llanura.

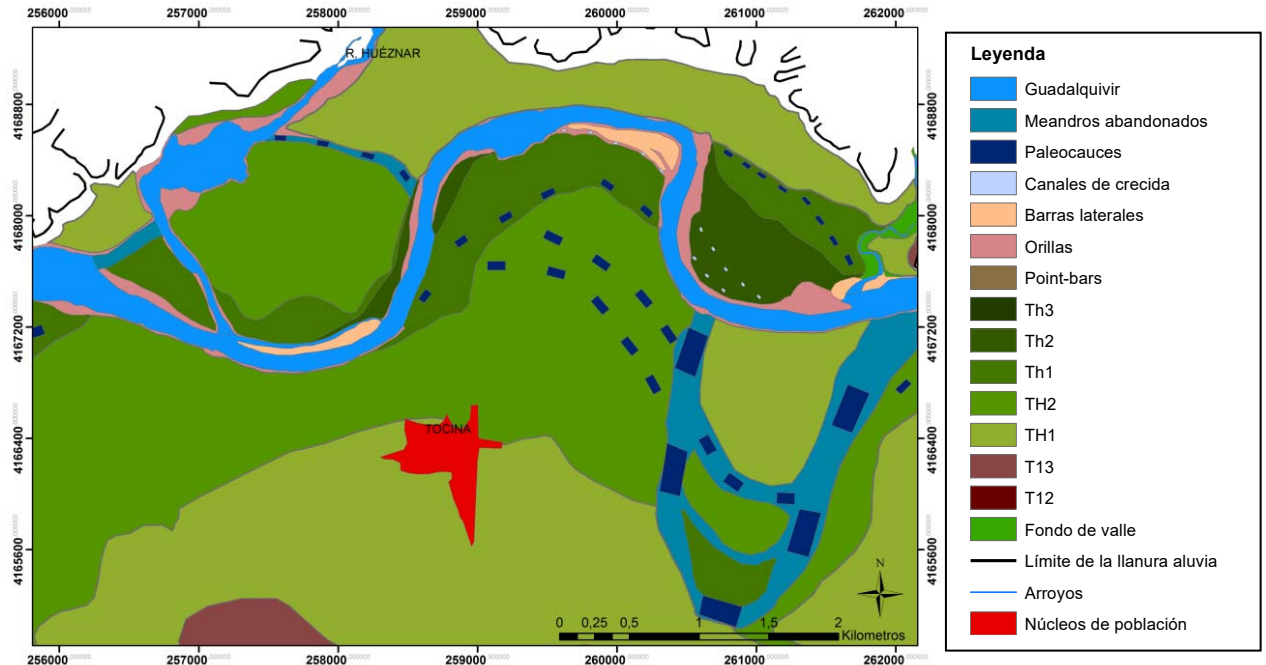


Figura 7.18: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Tocina para el año 1956

En cuanto a la llanura de inundación, lo más destacable es la presencia en la transversal de numerosos cauces abandonados que, a juzgar por su morfología, todavía funcionan durante los momentos de máxima actividad hidrológica, sea ésta de frecuencia decenal para los ubicados sobre las terrazas históricas (Th1), o de carácter extraordinario en el caso de los existentes sobre la última terraza holocena (TH2). Este hecho y la funcionalidad aún de la Madre Vieja de Tocina, pone de manifiesto una destacada actividad morfogenética de la llanura de inundación en la que continúan incorporándose importantes acumulaciones de finos.

7.2.4.2. Evolución puntual de meandros y formación de la Th3

En décadas posteriores, las modificaciones en el trazado del Guadalquivir se

ciñen a las acontecidas en el meandro de Tocina y su contracurva oriental, evolucionando en el transcurso de esos 54 años hacia formas cada vez más asimétricas y complejas (Fig. 7.19 y Fig. 7.20).

En concreto, el desplazamiento local hacia el Oeste del talweg del meandro oriental (238 m de valor máximo), al tiempo que supuso la pérdida de entorno a 14,3 Ha por socavamiento de su margen cóncava, generó en su margen convexa el desarrollo de un pequeño lóbulo de acreción lateral, de aproximadamente 2,7 Ha, de barras de arenas surcadas por pequeños canales de crecidas. Otra expresión de esta naturaleza la encontramos en el meandro de Tocina, concretamente en la progradación general de su margen cóncava hacia el Norte, y de especial significancia hacia el Noreste y Noroeste. Esta migración en la que el talweg tan sólo experimenta un desplazamiento de 77 m, supuso el desmantelamiento de 12,5 Ha del nivel de terraza Holoceno TH1. En dicha migración, su lóbulo oriental continúa deformándose en relación al avance lateral de la contracurva oriental y a movimientos de rotación contracorriente; donde se localiza, esta vez algo desplazado hacia el Noreste, su punto de máximo ataque erosivo. Por último en su contracurva occidental, aún cuando la tasa de migración hacia el Sureste ha sido mucho menor, hay que destacar el adose definitivo de la antigua barra lateral del meandro a su margen convexa. En el caso del Rivera de Huéznar los cambios de trazado más espectaculares recogidos en la cartografía de 1977 consisten, principalmente, en la reducción de la achura del cauce en algo más de 21 Ha. A ello, lo acompaña la anexión a la orilla de antiguas barras culminadas por finos, que pasan a conformar el nivel Th3 y en las que se instala, en algunos casos, el bosque de ribera.

En conjunto, la situación que refleja la cartografía de 1977 (Fig. 7.19) muestra la existencia de un nuevo nivel de terraza en proceso de formación (Th3), relacionado con las orillas consolidadas de mediados de siglo; pudiéndose detectar en ellas la incorporación de acumulaciones de finos de desbordamiento y la colmatación de canales secundarios aún funcionales para la fecha.

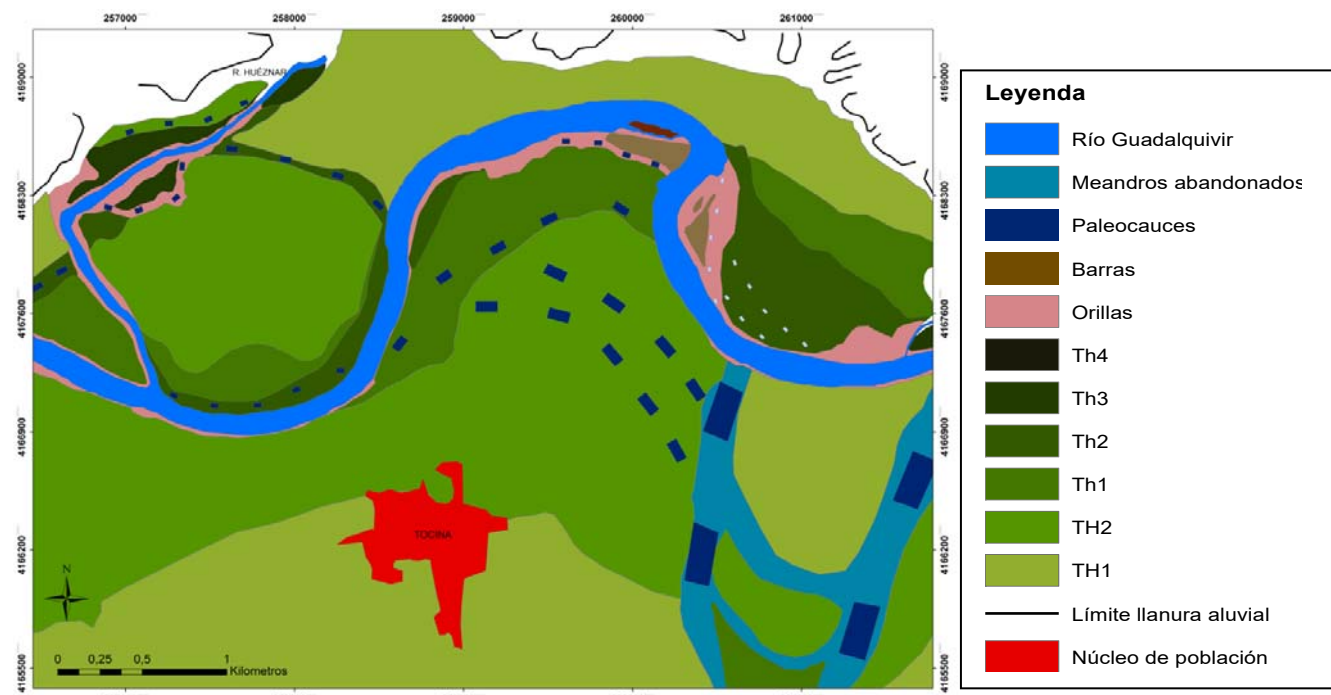


Figura 7.19: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Tocina para el año 1977

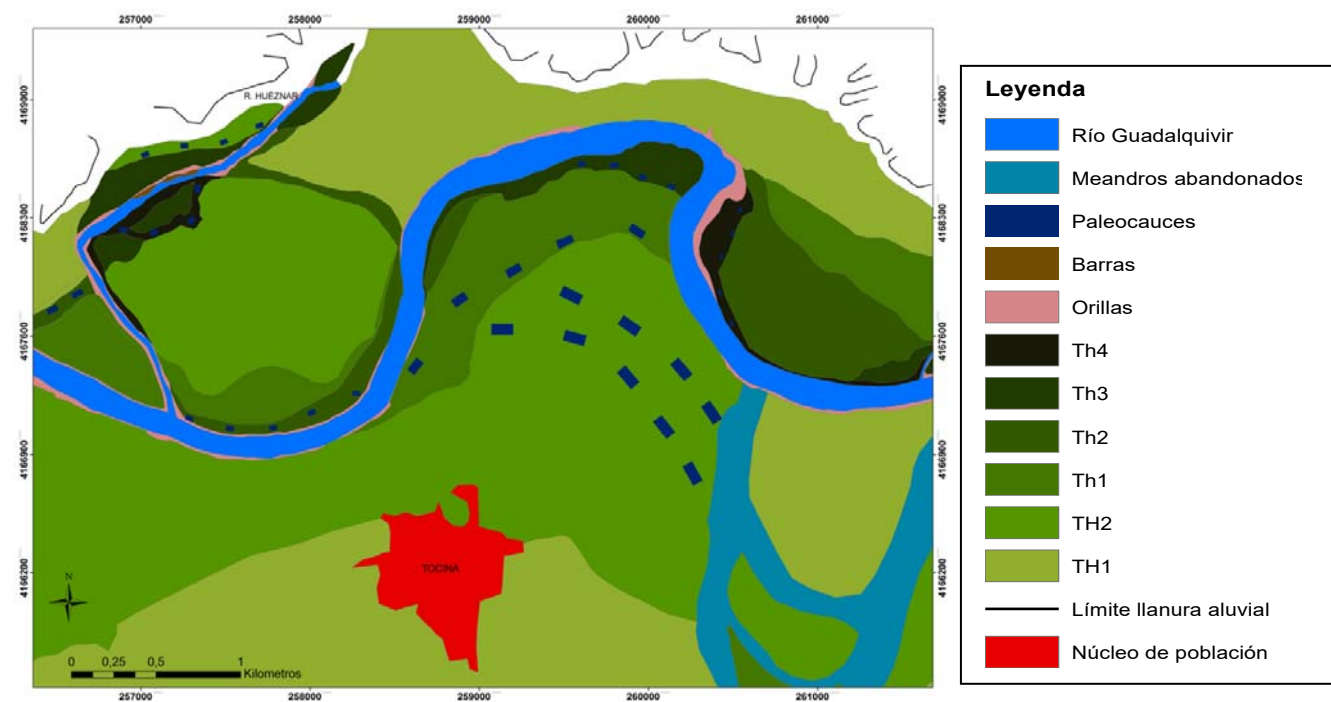


Figura 7.20: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Tocina para el año 1985

Asimismo, por debajo de ella se aprecia también un nuevo episodio local de orilla constituida por una importante acumulación de finos, que se sitúa en aquella parte del cauce que se había generado por el desplazamiento puntual de la contracurva oriental. Se trata pues de un fenómeno de colmatación del cauce ocasionado por el nuevo nivel de base que impone aguas abajo la presa de Cantillana.

Ocho años más tarde, la cartografía de 1985 (Fig. 7.20) refleja nuevos cambios en la transversal de Tocina, manteniendo el carácter local en el desplazamiento y su vinculación a procesos de colmatación. De esta manera, en la contracurva oriental tiene lugar la colmatación de un nuevo depósito de margen cóncava, de algo más de 2 Ha de superficie, que modifica nuevamente el punto de máximo ataque erosivo del meandro de Tocina, algo más desplazado al Norte. En el caso de Tocina, es la progradación de la margen convexa del lóbulo oriental, la que anexa a la orilla izquierda un depósito de point-bars colonizado casi en su totalidad por la vegetación y de 3 Ha de superficie. Junto a ello, la década de los 80 traerá consigo la consolidación de los niveles de terraza identificados en la década anterior. El primero de ellos, Th3, bien definido tanto en el río Guadalquivir como en el río Rivera de Huéznar, y siempre separado respecto a la lámina de agua por un marcado escarpe de entre 1 y 1,5 m. En cuanto al segundo, esto es, la orilla de 1977, aparece ahora ligeramente por encima de la lámina de agua con la que entra en contacto mediante un escarpe de socavamiento generado por las aguas del lecho menor. Se trataría por tanto de un nuevo nivel local (Th4) que hace las veces de cauce mayor en relación a las crecidas hidrológicas ordinarias.

Esta dinámica se mantendrá hasta la primera década del siglo XXI (Fig. 7.21), junto a una tendencia general a la reducción del cauce ordinario en el tramo de estudio. Así, a lo largo de estos últimos veinticinco años, en el meandro de Tocina se sigue evidenciando procesos de colmatación tanto en la margen cóncava (\pm 3,5 Ha), modificando de nuevo el punto de máximo ataque erosivo que sigue desplazándose al Norte; como en la margen convexa del lóbulo oriental, en cuya progradación configura una nueva fase de point-bars, en este caso de alrededor de 3 Ha de superficie. Junto a ello, se detecta asimismo, un nuevo depósito de

margen cóncava al Norte de algo más de 4 Ha que disecta perpendicularmente la línea del ferrocarril Sevilla-Mérida, en dirección a Tocina; mientras que la margen convexa de su lóbulo occidental habría progradado hacia el Noroeste, dejando un nuevo depósito de algo más de 1,5 Ha.

Por su parte, en el río Rivera de Huéznar la construcción de un embalse de 135 Hm³ de capacidad en la década de los noventa trae consigo, como veremos en su capítulo correspondiente, la alteración de su comportamiento hidrológico; lo que se traduce, a nivel morfológico, en la consolidación del cauce de la década de los ochenta aunque ligeramente más estrecho y algo más incidido, y del nivel de orilla, a partir de la entrada de finos a techo (Th4). La colonización de la vegetación de porte arbóreo en la ribera da buena muestra de ello.

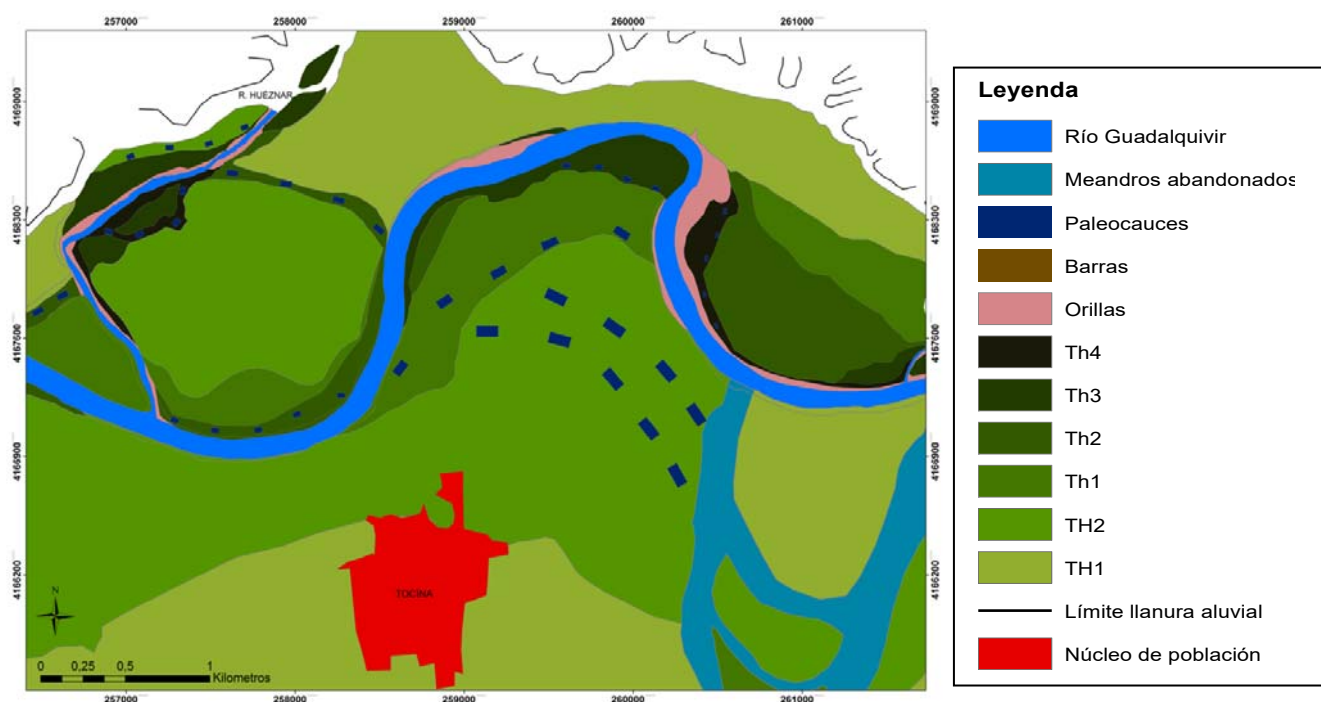


Figura 7.21: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Tocina para el año 2011

Por tanto, el meandro de Tocina ha experimentado una evolución, desde mediados del siglo XX, caracterizada por desplazamientos laterales del cauce que han ido reduciendo progresivamente su anchura y el radio de curvatura medio del meandro (Fig. 7.22); al tiempo que ha ido deresarrollando loops de

meandros, en algunos casos, de evolución contraria al sentido de la corriente. El detecta resultado es un meandro de formas más complejas y asimétricas para el comienzo del siglo XXI.

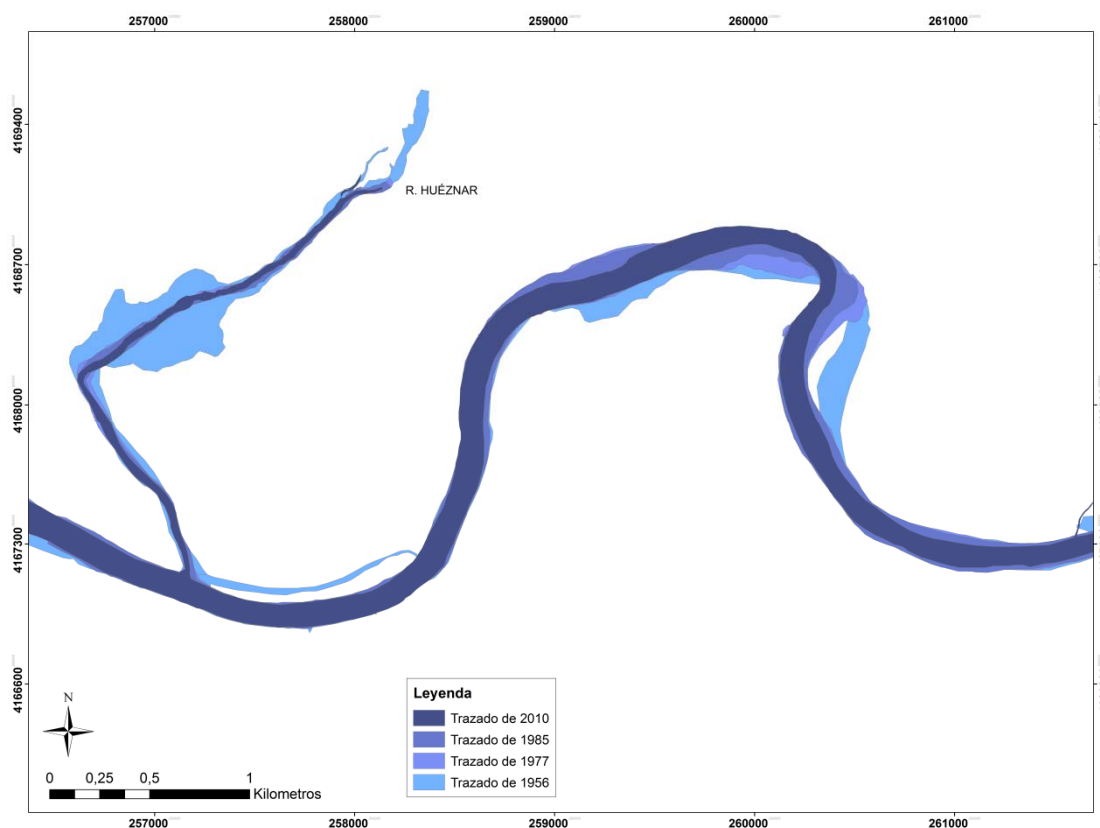


Figura 7.22: Cambios de trazado en el meandro de Tocina entre 1956 y 2010

7.2.4.3. Funcionalidad de la llanura aluvial en el siglo XXI

Finalmente y dado que el hombre ha considerado este tipo de espacios como lugares privilegiados para la implantación de sus actividades se intensifican las labores agrícolas, impulsados para ello por un elevado desarrollo tecnológico en el almacenamiento del recurso agua para cultivos de regadío, que permite asimismo el control de los fenómenos hidrológicos naturales; y ciertas coyunturas climáticas (sequía prolongada). Ello determina que para comienzo de los años 80 tuviera lugar la puesta en cultivo de todas aquellas zonas que, a priori, no presentaban riesgo de ser invadidas por el agua, es decir, la totalidad del nivel Th2, e incluso en algunos casos la terraza de recién formación (Th3). Sin embargo, en la actualidad el comportamiento hidrogeomorfológico de la llanura

de inundación, en la zona de estudio, responde a dos aspectos fundamentales que se deriva de la evolución que ha experimentado ésta, sobre todo a partir del siglo XIX. Por un lado, la evolución del tramo de confluencia del río Rivera de Huéznar ha permitido que este afluente desemboque en sentido contrario a la dirección general de la corriente y con un ángulo de confluencia de algo más de 120°; lo que hace de ella un área especialmente dinámica y susceptible a generar inundación (HORTON, 1970; HOWARD, 1971; ROY and SINHA, 2007). Mientras que por otro lado, la puesta en explotación del embalse de Cantillana a partir del año 1956 infiere al cauce, aguas arriba, un comportamiento de cola de embalse (Vid. 4.2.2). Todo ello, junto con el hecho de que el Guadalquivir experimenta una reducción generalizada en la anchura de su cauce desde principios de siglo XX, determina una funcionalidad de la llanura de inundación cada vez más activa con magnitudes de caudales menores. De esta manera, las avenidas del Guadalquivir a partir de entonces, adquieren una mayor relevancia en la zona. Es el caso de la avenida de diciembre de 1996, que si bien es considerada de carácter extraordinario vinculada a las fuertes lluvias registradas en la cuenca del Guadalquivir en los años 1995-1996 y 1996-1997 (PITA, 2001), en Tocina la lámina de agua alcanzó con especial desarrollo el nivel TH2; alcanzando así un nivel similar al ocupado por la avenida de 1963 con la mitad de caudal que ésta (BAENA y GUERRERO, 1998) (Foto 7.1).



Foto 7.1: Avenida del Guadalquivir en la transversal de Tocina en el año 1996. Autor: Rafael Baena, 1996

8. EL DOBLE MEANDRO ABANDONADO DE CANTILLANA

8.1. LOCALIZACIÓN Y APROXIMACIÓN A SU EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL HOLOCENO

8.1.1. Localización y contexto aluvial

El conocido "meandro" abandonado de Cantillana se encuentra localizado en la margen derecha de la llanura aluvial del Bajo Guadalquivir, junto a la población que le da nombre, y siendo drenado parcialmente por el río Viar, que procede de Sierra Morena. Su trazado alcanza su máxima expansión hacia el N, donde queda parcialmente confinado por el escarpe de la última de las terrazas medias (T12), sobre la que se sitúa la localidad de Cantillana (Fig. 8.1).

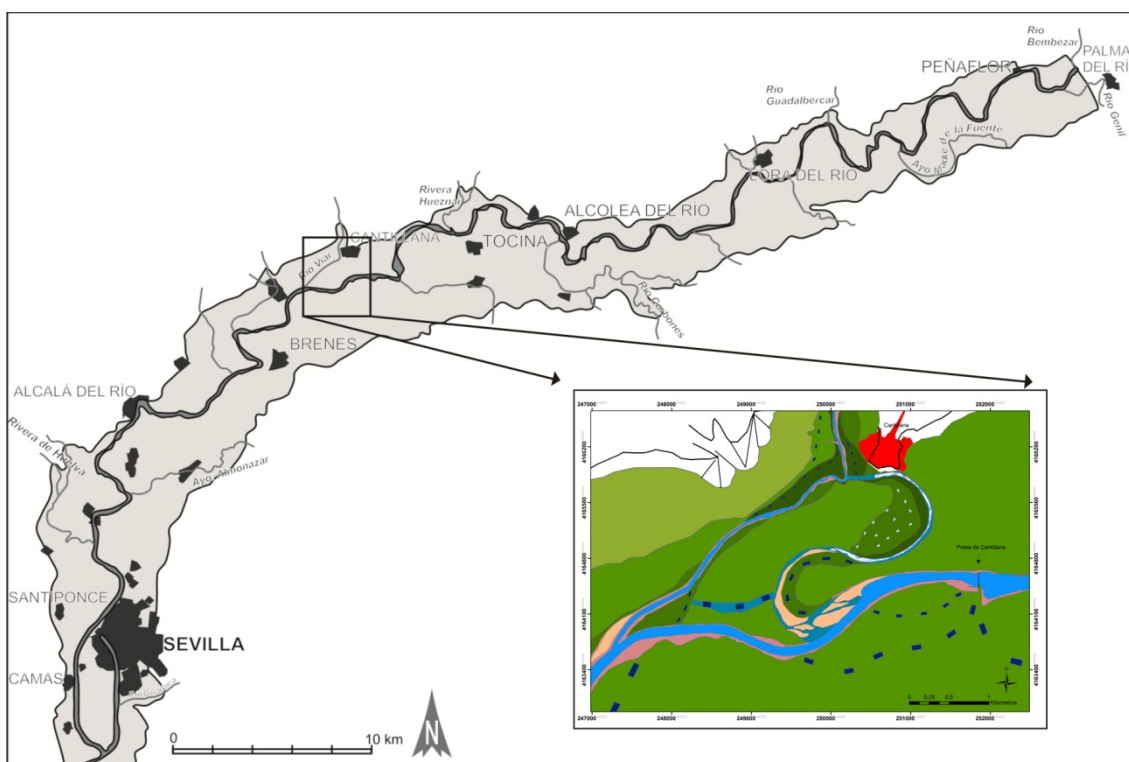


Figura 8.1: Localización y disposición espacial de las terrazas en el doble meandro abandonado de Cantillana

Pese a ser considerado, tradicionalmente, como un sólo meandro, la existencia de dos curvaturas bien individualizadas unidas por un punto de inflexión marcado,

indican que se trata de un doble meandro de morfología asimétrica inserto en una amplia llanura aluvial de algo más de 6,5 Km de anchura. En ella se encuentran representados tanto el tránsito Pleistoceno-Holoceno, mediante el nivel de terraza T13 a +20 m; como el Holoceno, con los dos niveles de mayor desarrollo espacial, TH1 y TH2, a + 10 y +7 m respectivamente. Asimismo, la evolución histórica y contemporánea de la llanura queda marcada por varios niveles de terrazas de extensión variable según los desplazamientos laterales del río.

En el caso que nos ocupa, estas terrazas históricas se configuran en relación con el desarrollo de sendos point-bars en los meandros de Cantillana. El resultado ha sido la formación de un primer nivel histórico a +6 m que alcanza mayor desarrollo en la curvatura septentrional, al que le siguen dos pequeños niveles más, Th2 y Th3, a +4 y +2 m respectivamente, y localizados además de en el interior del antiguo brazo, en ambas márgenes del cauce activo del Guadalquivir y en las de su afluente el río Viar. La presencia de numerosos brazos de crecida perfectamente reconocibles sobre la topografía de la llanura que bordea los cauces funcionales del río Guadalquivir y de su afluente Río Viar, concretamente sobre los niveles TH2, Th1 y Th2, refuerzan el carácter del escarpe de 2-3 m de altura correspondiente a la terraza superior (TH1) como el límite de la actual llanura de inundación, por debajo del cual ésta se ve parcial o totalmente invadida por las aguas de crecida según la magnitud y frecuencia de las mismas (BAENA, 1993).

En cuanto al cauce activo del Guadalquivir, éste en la actualidad discurre por el centro de la llanura de inundación incidido en su propio lecho, por lo que deja un escarpe de aproximadamente un metro entre la lámina de agua y la orilla de su lecho menor. Su trazado meandriforme se compone de meandros de amplios radios de curvatura y reducida amplitud de onda.

8.1.2. Aproximación a su evolución geomorfológica durante el holoceno

Teniendo en consideración la posición del nivel de terraza T13 (+20-13 m) en la secuencia general de las terrazas del Guadalquivir, ésta se encuentra enmarcada entre el potente escarpe de separación con las terrazas medias, constituida con

posterioridad al Pleistoceno Superior; y el que les lleva hacia los niveles holocenos e históricos como últimos niveles de la historia fluvial del Guadalquivir, lo que significa el tránsito Pleistoceno Superior-Holoceno (BAENA, 1993).

La presencia de localizaciones y yacimientos arqueológicos con rasgos definidos de un horizonte cultural Paleolítico Medio a techo de los pavimientos de gravas basales de esta terraza, marcan con claridad una cronología posterior al Paleolítico Medio-Superior, aproximadamente 50.000 BP. En igual sentido apuntan la caracterización de los suelos con presencia de los últimos horizontes con indicios de fersialitización y a techo de los niveles limosos, como terrazas del final del Pleistoceno Superior (BAENA, 1993).

A tenor de lo anterior, el tránsito Pleistoceno-Holoceno quedará marcado por la incisión que conforma la terraza T13 y que supondrá el inicio en la construcción de la llanura de inundación holocena. En el doble meandro abandonado de Cantillana, su posición al Norte de la llanura junto con la de las terrazas que lo enmarcan por ambos márgenes, indican que la evolución del río se establece desmantelando la terraza holocena inferior TH2 (+7-8 m), situada en la margen derecha, al tiempo que la constituye en los sectores internos de los meandros (Fig. 8.1). Se trata, por tanto, de un trazado intra-Holoceno que se genera con posterioridad a una fase de incisión y que es acompañado de migración lateral del cauce.

En cuanto a la dinámica acontecida en el río, el seguimiento de los bancos de convexidad presentes en los bucles del doble meandro, permite establecer una primera aproximación en las tendencias migratorias del cauce con anterioridad a su estabilización durante la antigüedad clásica. Así, partiendo de la posición de la TH1 al Sur, cabe apuntar un inicio de la curvatura desde el centro de la llanura aluvial, con un progresivo desplazamiento hacia el NE hasta alcanzar el límite Norte de la llanura sobre la ladera de Cantillana que, de algún modo, restringiría su movilidad. Ello, unido al caudal y la carga aportada por el Río Viar explicaría la tendencia hacia el Este del meandro septentrional con posterioridad a época romana.

En suma, la conformación de la actual llanura aluvial del Guadalquivir, a lo largo del Holoceno, en la transversal de Cantillana se establece mediante una dinámica de agradación y divagación lateral de los cauces del río, interrumpidas, al menos, por tres fases de incisión que dan lugar a otros tantos niveles de terrazas.

En lo que se refiere a los cambios en el trazado del río, éstos se generan mediante sucesivos movimientos de expansión y posterior rotación del meandro septentrional, que finalmente quedará puntualmente confinado por la vertiente Norte de la llanura y la confluencia del río Viar. El resultado es un dispositivo de meandros transversal a la llanura con una destacada migración de la curva septentrional aguas arriba, mientras que la contra curva meridional, de carácter libre, prácticamente permanece estable.

8.2. CONSOLIDACIÓN DE LOS CAUCES MEANDRIFORMES ENTRE LA ANTIGÜEDAD CLÁSICA Y COMIENZOS DEL SIGLO XX

La existencia de restos arqueológicos de la Antigüedad Clásica como son las obras de defensa destinadas a evitar el zapamiento lateral del río sobre la terraza pleistocena (malecones en graderío) y los restos del antiguo *portus* romano (BONSOR, 1931), constatan que el meandro septentrional ya se encontraba situado en esta época al pie de la ciudad de *Naeua*. Esto explica la función relevante de la ciudad como plaza de aprovisionamiento para las embarcaciones y cruce del río, lo que la convertía en un núcleo urbano centralizador de la vida fluvial del tramo medio inmediato a la desembocadura (ORDOÑEZ, 1993).

Asimismo, la historiografía romana relata la existencia de un vado en la zona, o al menos condiciones favorables para el cruce del río (ORDOÑEZ, 1993), lo que puede constatarse geomorfológicamente a través de la aparición de numerosas barras asociadas a la carga de fondo que quedan integradas en los point-bars de las márgenes convexas. Esta situación respondería a las condiciones del trazado fluvial del momento, caracterizado por un dispositivo transversal a la llanura, en el que se produce un importante aporte de caudal y carga por parte del afluente, impidiendo el tránsito sedimentario. Se trataría por tanto, de un paisaje fluvial sin relación alguna con el que apreciamos hoy, esto es, caracterizado por un río más

ancho pero menos profundo que el actual e inserto en una llanura de inundación posteriormente fosilizada por la acumulación de finos. En esta misma tónica se manifiesta el comportamiento del río a la altura de Sevilla, donde la topografía de época romana queda sepultada más de 6 m por debajo de la actual llanura de inundación, equiparable a la TH2 del Tramo Bajo continental, y atestiguado por la presencia de una necrópolis tardorromana (s. IV-V) sepultada a esta profundidad (DÍAZ DEL OLMO y BORJA BARRERA, 1991).

La falta de restos arqueológicos e historiográficos de época medieval y moderna en este tramo del río limitan las posibilidades de reconstrucción geomorfológica de estos periodos. No obstante, los datos aportados en el estudio de otros meandros, como es el caso de Tocina, junto con los restos constructivos y de cerámicas almohades (S. XII-XIII) encontrados en el registro sedimentario de la Cartuja de Sevilla (DÍAZ DEL OLMO y BORJA BARRERA, 1991), indican una continuidad en la agradación vertical, con facies de *levées*, llanuras de inundación y *point-bars*.

Nuevas menciones referentes a estos meandros las encontramos en los s.s. XV y XVIII, indicando la existencia de molinos y aceñas sobre el río que reutilizaron parte de las construcciones romanas de *Naeva* (BONSOR, 1931). Algunas de ellas, concretamente las que se asentaban sobre los restos de su puerto, todavía podían apreciarse a mediados de nuestro siglo en la orilla inmediata al talud sobre el que se sitúa Cantillana (Foto 8.1), lo que manifiesta una escasa agradación y estabilidad del cauce desde época romana en este sector.

Para años posteriores (Fig. 8.2), el estudio de la cartografía de mediados del s. XIX (*Plano topográfico del Guadalquivir*, García Otero, 1844) revela un doble meandro con reducidos radios de curvatura ($R_{sp}= 433,3$ m y $R_m= 322,2$ m) y anchura máxima de cauce de 266,6 m en el bucle septentrional (W1), y de 222,2 m en el meridional (W2). Al mismo tiempo, el sistema de carga presente en ambos meandros se organizaba en barras longitudinales y laterales al canal principal, alcanzando dimensiones de hasta 555,5 m de largo en el meandro septentrional, y 622,2 m en el meridional. De igual forma se constata en esta fecha la presencia de un cauce de crecida (*Overflow channel*) de 2,5 Km de

recorrido denominado "El Hundido" en la toponimia del lugar, y situado al S. del meandro meridional de Cantillana. La conformación de este tipo de morfologías implica una destacada acumulación de materiales finos de desbordamiento sobre el techo de la llanura, fosilizando la topografía anterior. Esta acreción vertical de finos a techo, favorece la formación de pronunciados taludes verticales inmediatos a los cauces funcionales o de crecida.



Foto 8.1: Restos del Puerto romano en la Alameda de Cantillana (Sevilla) en el año 1944 (VVAA, 1990). Tal y como se aprecia en la foto, todavía se podían ver parte de los restos correspondientes a las construcciones del puerto de *Naeua* al pie del talud coronado por la Iglesia. Hoy en día pueden verse también en el antiguo lecho del río algunas muestras de sillares, gruesos muros de mampostería y restos de *signinum*, acorde con la función portuaria y de fortalecimiento y defensa de la ladera contra la labor de zapa de la corriente.

Por tanto, y los datos así parecen confirmarlo, es en este amplio periodo cuando se detecta, paulatinamente, una mejor definición de los cauces respecto al techo de la llanura aluvial, tal y como queda manifestado en la cartografía histórica de comienzos del siglo XX (I.G.C., 1918). Para entonces el río presentaba un cauce bien delimitado (Fig. 8.3), con una llanura aluvial intensamente ocupada por el aprovechamiento agrícola extensivo (cereales, frutales, viñedos, olivares, etc).

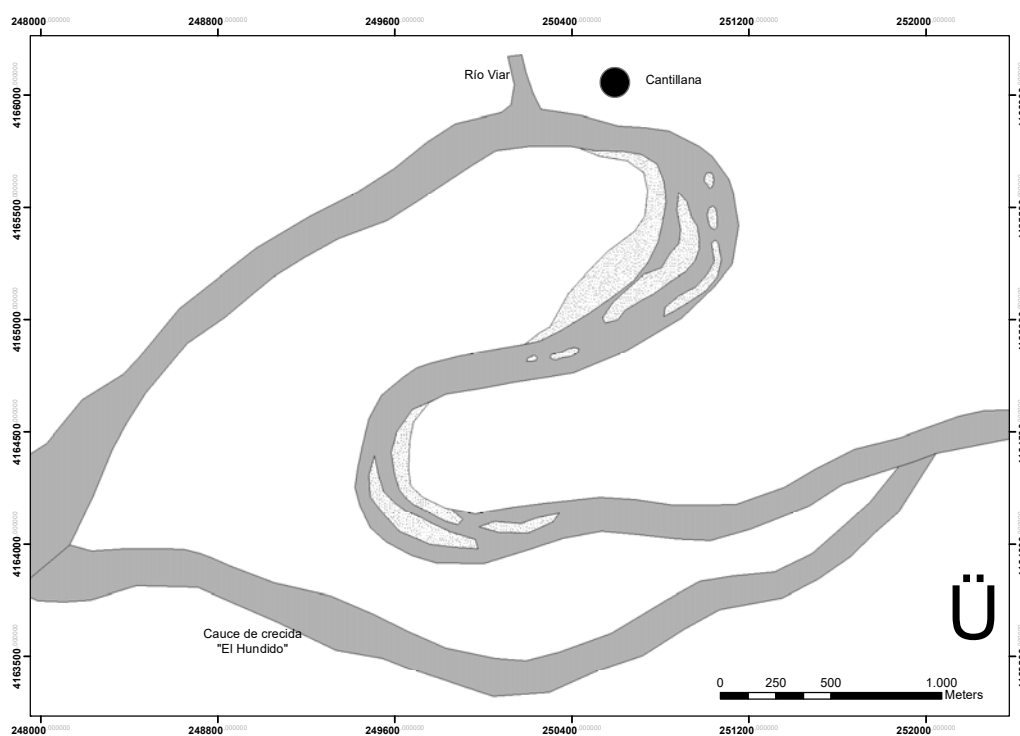
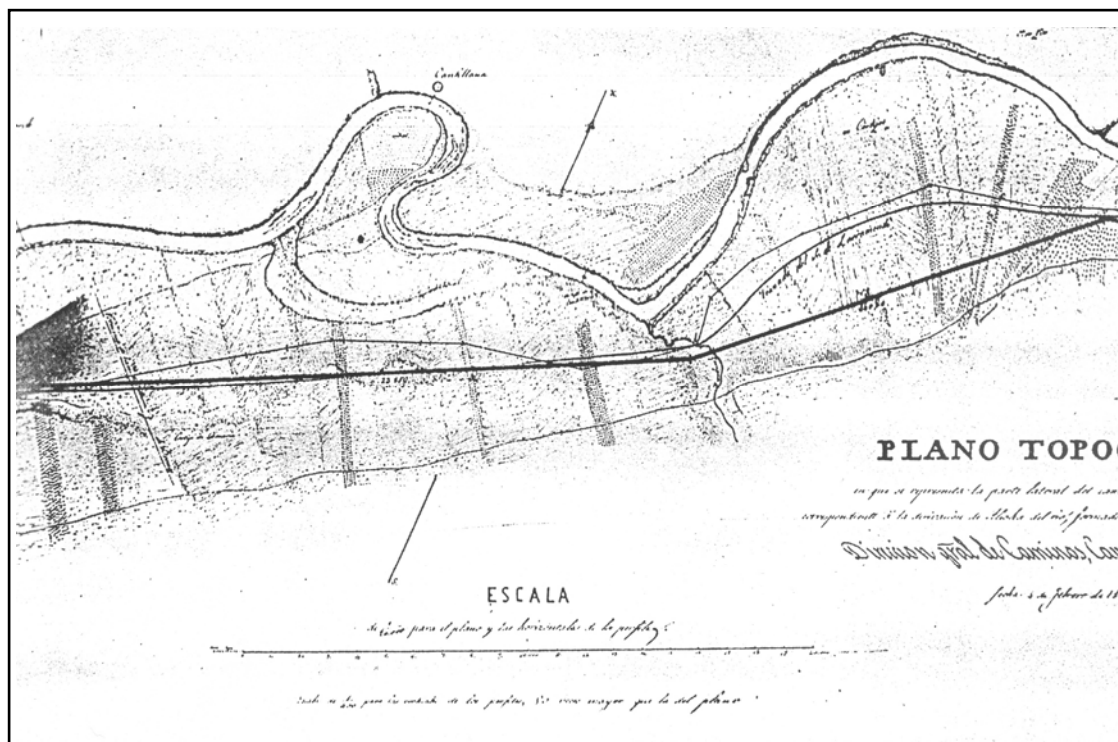


Figura 8.2: Reconstrucción realizada sobre la base de la cartografía geomorfológica 1:10.000 y del Plano topográfico del Guadalquivir de García Otero (1844). Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007. Para esta fecha el doble meandro de Cantillana presenta lóbulos con reducidos radios de curvatura y un sistema de carga tractiva organizado en barras de gravas longitudinales y laterales al cauce principal. De igual modo, destaca la presencia de un cauce de crecida, denominado “El Hundido”, situado al Sur del meandro meridional.

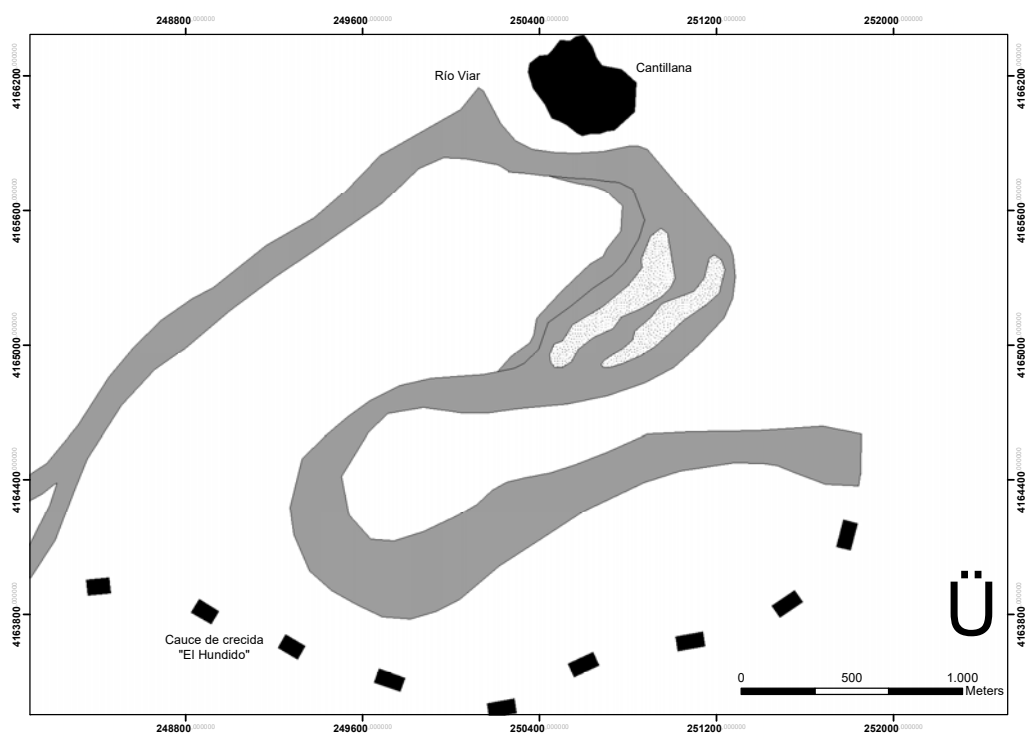
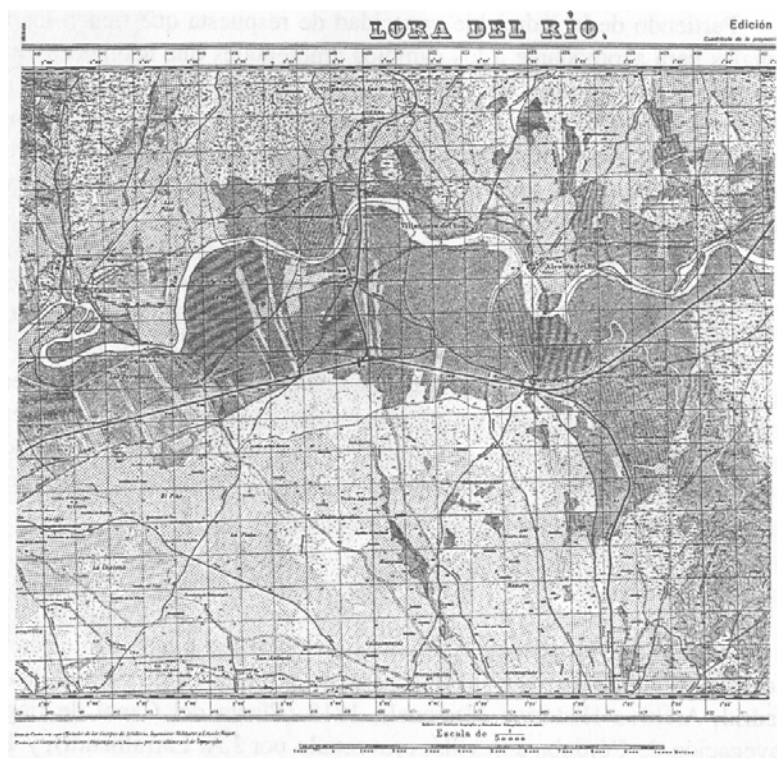


Figura 8.3: Reconstrucción realizada sobre la base de la cartografía geomorfológica 1:10.000 y del Mapa Topográfico Nacional (1918). Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007. Para este momento, el río Guadalquivir presenta un cauce bien definido, con una llanura aluvial intensamente ocupada por el aprovechamiento agrícola. Su bucle septentrional experimenta migraciones hacia el Este, que junto a un aumento de su radio de curvatura, supone un incremento considerable en la anchura de su cauce.

Asimismo, evidenciaba en su trazado un progresivo desarrollo del bucle septentrional hacia el Este de la población de Cantillana, variando su punto de máximo ataque erosivo al verse restringido por el talud situado al pie de esta población. Este desplazamiento determina, junto al aumento de su radio de curvatura ($R_{sp} = 488,8$ m), un incremento importante en la anchura del cauce ($W_1 = 577,7$ m). Al mismo tiempo, la migración del cauce y el aumento de la curvatura del meandro, favorecieron el crecimiento y transformación de las antiguas barras de gravas longitudinales (S. XIX) en barras con finos culminantes que alcanzaron los 600 y 800 m de longitud, y fueron aprovechados para la agricultura. La presencia de estas barras, conocidas como islas en el Bajo Guadalquivir está ampliamente recogida en la cartografía e historiografía de época contemporánea. Ello traduce un cambio en el tipo de carga del río, que disminuye su tamaño; al tiempo que refleja un aumento en el número de inundaciones, hecho que por otra parte ya quedó manifestado en su apartado correspondiente (*Vid. 4.1.2*).

Por otra parte, lo más destacado en la posición del meandro meridional es su tendencia al estrangulamiento, tanto por la evolución del bucle anterior como por el desplazamiento de su ramal de entrada hacia el Norte. En definitiva, el seguimiento de la cartografía histórica pone de manifiesto, la consolidación de la llanura del Guadalquivir, así como la tendencia a la divagación de los cauces, hasta el punto de intuirse el estrangulamiento por socavamiento lateral de sus márgenes.

8.3. DESPLAZAMIENTOS LATERALES Y DINÁMICA DE DESBORDAMIENTOS DURANTE EL SIGLO XX E INICIOS DEL SIGLO XXI

La tendencia a la divagación de los cauces que venimos observando hasta comienzos del siglo XX se consolidará en sus primeras décadas, fundamentalmente en el río Guadalquivir. En este sentido, tuvo lugar en el meandro septentrional de Cantillana el adose definitivo de las antiguas islas a su margen convexa, consolidándose definitivamente el primer nivel de terraza histórico (Th1). Mientras, en el meandro meridional se mantuvo el socavamiento diferenciado de sus márgenes, fundamentalmente hacia el Noroeste,

desmantelando el nivel Holoceno inferior.

En cambio, en el río Viar los desplazamientos laterales han de entenderse en base a la considerable reducción que experimentó la anchura de su cauce, a lo que acompañó el correspondiente aluvionamiento de un segundo nivel de terraza histórico.

8.3.1. Acortamiento fluvial (*chute cut- off*) y transición al abandono

Tal y como el lector habrá podido observar, todo parecía indicar a comienzos de este siglo que la rectificación del doble meandro de Cantillana iba a producirse por el socavamiento lateral de sus márgenes. Sin embargo, la consulta de fuentes historiográficas indica que no aconteció tal y como se intuía, esto es, por estrangulamiento (*cut-neck*), sino que tuvo lugar durante la crecida de 1947, al coincidir las avenidas del mismo año de los ríos Viar y Guadalquivir, y retomarse entonces el antiguo brazo de El Hundido.

Esta crecida, de origen mariánico y carácter polifásico que tuvo lugar durante los meses de febrero y marzo, se caracterizó por la presencia de un tren de ondas de crecida en el que los caudales iban siendo cada vez más fuertes, considerándose la última la más larga y alta, con un caudal de 5384 m³/s en Peñaflor (Fig. 8.4), que pasó a ser de 7000 m³/s en Sevilla (BORJA PALOMO, 1878). Este incremento progresivo de las ondas de crecida estuvo ocasionado fundamentalmente, por el control hidrológico que experimentaba la zona para esta época, lo que se tradujo en el curso de años lluviosos, en una retención regresiva de los embalses. Éstos, a medida que se llenan laminan cada vez menos las ondas sucesivas, por lo que se entiende que la onda de crecida más fuerte no coincide, por lo general, con las lluvias más intensas.

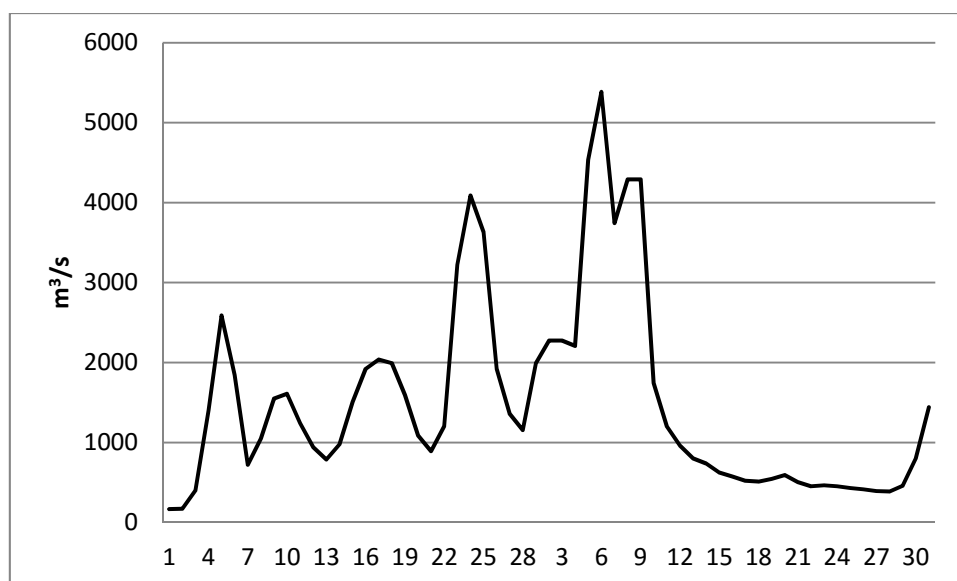


Figura 8.4. Hidrograma de crecida del Guadalquivir en los meses de febrero y marzo de 1947 en Peñaflores (5006). Fuente: SIAA

Esta crecida, acontecida entre los meses de febrero y marzo ha sido considerada por Vanney (1970) de tipo mixto y asociada a un tren de ondas, siendo la última la más larga. Durante los diez días que duró la avenida se alcanzaron en Sevilla alturas superiores a los 7,5 m. El caudal base osciló entre 1000 y 1500 m³/s

El elemento desencadenante por el cual el río Guadalquivir retoma un antiguo brazo en estos momentos de máxima actividad hidrológica viene determinado fundamentalmente, por el efecto "tapón" que ejerce la confluencia del Viar a la normal circulación de la corriente en estas circunstancias. En realidad este tapón hidráulico impide dar salida a la corriente que circula por el antiguo brazo, por lo que el exceso de energía retenida en ese punto hace posible que ésta busque un nuevo recorrido por donde evacuar con normalidad sus aguas, aprovechando para ello zonas de mayor debilidad, como son en este caso antiguos cauces abandonados débilmente incididos. Sin embargo, el hecho de que el Guadalquivir retomara concretamente el brazo de El Hundido, destrozando el antiguo puente que lo cruzaba (V.V.A.A., 1990), da una idea de la funcionalidad que éste había mantenido históricamente en épocas de crecidas, por lo que probablemente se encontrase más incidido sobre la llanura que el resto de los paleocauces del Guadalquivir. De hecho, durante algún tiempo (Planos) se llevaron a cabo en este cauce actuaciones encaminadas a fomentar la colmatación del mismo (espigones transversales); evitando así que este cauce adquiriera la funcionalidad

permanente frente al trazado histórico, que discurría por la base de la ladera de Cantillana.

Fue tras la avenida de 1947, cuando se opta por otorgar al brazo de El Hundido la funcionalidad permanente, desmantelando las actuaciones previas ejecutadas en el cauce e instalando a escasos metros aguas arriba, la presa de Cantillana. Este hecho estará potenciado como veremos más adelante por dos procesos: de un lado por la acumulación de carga de fondo a la entrada del antiguo brazo, y de otro por la incisión que experimenta el brazo de rectificación. A partir de este momento se inicia un periodo de transición en el que ambos cauces permanecen funcionales al menos hasta 1950, como queda reflejado en los documentos de la época (Foto 8.2); y que se culmina con el abandono del antiguo brazo, como veremos a continuación en la cartografía geomorfológica elaborada a partir de los fotogramas aéreos del año 1956 (U.S. Army E. 1:30.000) (Fig. 8.5).

Desde el punto de vista sedimentario, se desprende que nos encontramos en una zona en la que existe una gran concentración de material de fondo, aún cuando ésta se encuentra localizada fundamentalmente a la entrada del doble meandro. Esta acumulación de carga grosera evidencia por un lado, la funcionalidad para la fecha, del antiguo brazo en momentos de máxima actividad hidrológica, y por otro, la incapacidad para transportar su carga en momentos hidrológicos normales, por lo que se ve obligado a depositar parte de esta al inicio de la primera curvatura, potenciando el cierre del doble meandro. Estos depósitos a modo de barras longitudinales al cauce, se encuentran parcialmente cubiertas por la vegetación, y separadas por pequeños canales de crecida orientados según la disposición de estas barras, que se encargan de alimentar en crecidas ordinarias el característico lago de meandro abandonado (*Oxbow lake*), situado en el bucle septentrional y comunicado a su vez con el río Viar.



Foto 8.2: La funcionalidad del doble meandro de Cantillana en el año 1950 tras su acortamiento (*chute cut-off*). Fuente: Anónimo, 1950

La foto tomada desde el campanario de la Iglesia de Cantillana, refleja el funcionamiento de este meandro una vez estrangulado el doble meandro en 1947. En la primera se aprecia perfectamente la génesis del segundo nivel de terraza histórico (Th2) asociado al desplazamiento lateral de su margen convexa. En la segunda, se observa la confluencia del río Viar a la derecha y las barcas que cruzaba el río.

Es igualmente constatable la incisión que presenta el lecho del nuevo brazo, que deja colgada la entrada del doble meandro respecto al nuevo nivel de base del Guadalquivir. Probablemente, este proceso de incisión esté generado por el incremento de pendiente que origina el acortamiento del antiguo brazo, si bien debe de estar potenciado por los trabajos de construcción de la presa de Cantillana iniciados dos años después de dicha rectificación. Esta tendencia a la incisión aguas abajo de la presa puede ser precisamente la causa por la cual la consolidación de un nuevo nivel de terraza (Th2), localizado tanto en el doble meandro como en el río Viar, que venía formándose desde antes de comienzos de siglo, no tenga lugar para la fecha de referencia.

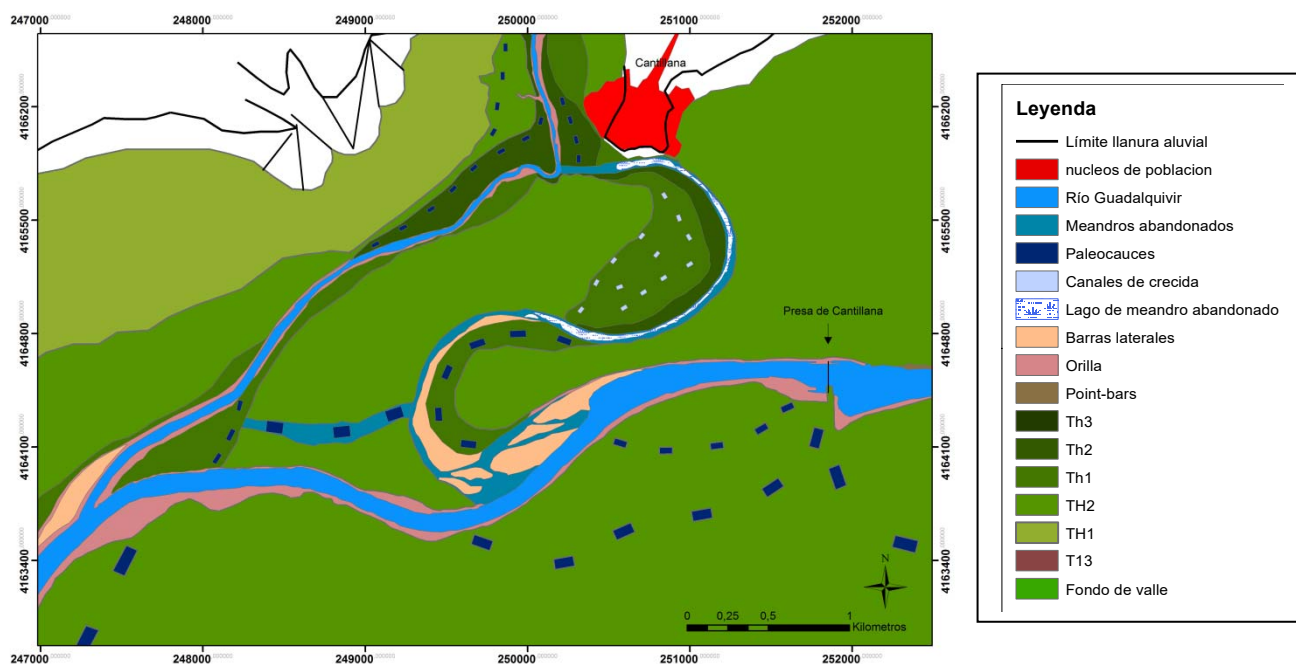


Figura 8.5. Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Cantillana para el año 1956

Una buena muestra de la funcionalidad que adquiría el doble meandro en crecidas extraordinarias la encontramos en los documentos fotográficos de la época (Foto 8.3), donde el brazo abandonado actuaba como aliviadero del cauce principal, al igual que lo hacían los antiguos cauces ubicados en la actual llanura de inundación del Guadalquivir y del Viar, considerados éstos potencialmente activos para entonces. Es por ello por lo que para esta fecha las zonas de la llanura expuestas a un mayor riesgo de inundación, como son los lóbulos de ambos meandros en los que se detectan numerosos canales de crecida a techo del nivel de terraza histórica Th1; y las áreas deprimidas referentes a los antiguos cauces del Guadalquivir y del Viar a los que hemos hecho referencia anteriormente, no sean utilizados más que para el cultivo de herbáceas. Mientras que, el resto de la llanura aluvial es aprovechada para las labores agrícolas, extendiéndose los cultivos hortofrutícolas.

Por consiguiente, en este periodo de transición hacia el abandono del doble meandro, y dada la ligera incisión que presentaba el nuevo cauce, el flujo ha encontrado cada vez mayor dificultad para recorrer el trayecto tortuoso de su antiguo trazado, lo que ha supuesto la deposición de su carga cegando la entrada

al doble meandro y activando, a su vez, la permanencia del nuevo brazo.

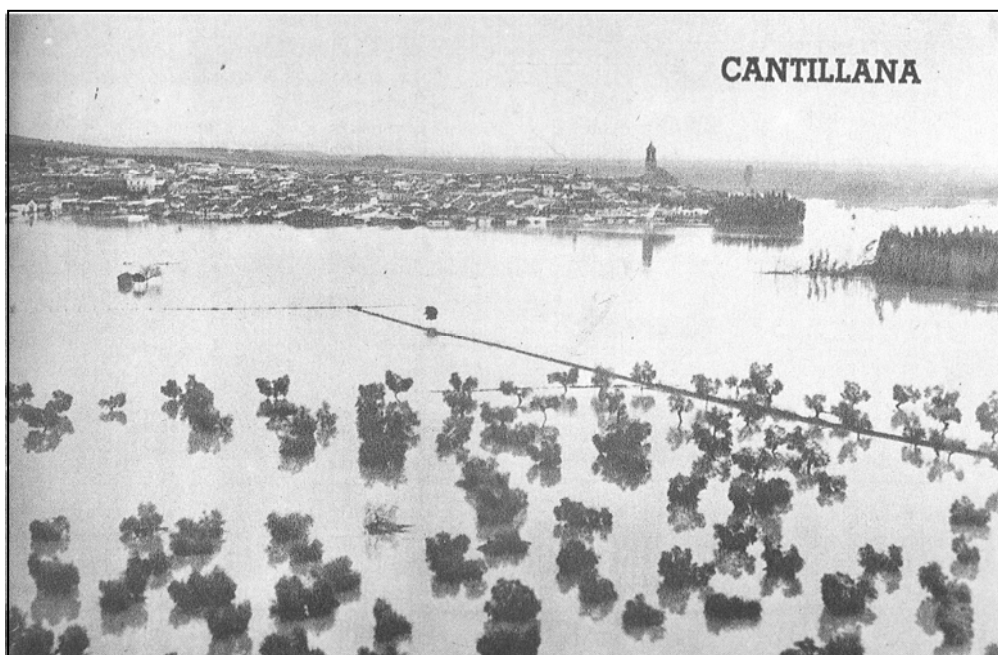


Foto. 8.3: Funcionalidad de la llanura de inundación en la confluencia del río Viar y el paleocauce del Guadalquivir durante la crecida acontecida en el año 1963. Fuente: Anónimo (Ayuntamiento Cantillana, 1990). En crecidas como la que recoge la fotografía, de carácter extraordinario, se llega a invadir el nivel Holoceno inferior, siendo innumerables los desastres en la agricultura. Esta situación se agrava todavía más cuando nos encontramos en una zona de confluencia, como en este caso.

8.3.2. Consolidación del nuevo brazo del Guadalquivir

A partir de ese momento, la evolución que caracterizará al brazo de rectificación en esta segunda mitad del siglo XX estará ocasionada por los desplazamientos laterales que emprenden sus márgenes aguas abajo de la presa. En este sentido, para el año 1977 (Vuelo CEFTA, E. 1:25.000, 1973 y la Ortofoto Digital Pancromática de Andalucía, 1977-1978) es evidente el ataque erosivo sobre la entrada al antiguo brazo (Fig. 8.6), dejando un acusado escarpe de algo más de 1m. Aguas arriba de dicha entrada, la margen se encuentra parcialmente reforzada por “espigones” que frenan el desplazamiento lateral, favoreciendo la sedimentación.

En el caso de la margen izquierda, se retoman antiguas barras adosadas que

pasan a formar, para esta fecha, las barras laterales al cauce funcional. Asimismo, y unido a lo anterior, es apreciable la migración de la margen convexa a la altura del antiguo puente de El Hundido, a lo que acompaña su correspondiente aluvionamiento, en proceso de formación hasta su total consolidación como terraza (Th3) en la década de los 80. La migración lateral, que se mantendrá en la contracurva correspondiente al meandro de confluencia del Viar y el Guadalquivir, supondrá la modificación del punto de confluencia de los dos colectores, por captura fluvial; localizándose para la fecha entorno a 90 m más al Norte que el correspondiente al año 1956. En cambio, aguas arriba de la presa lo que empieza a predominar es precisamente la colmatación por retención de la carga más gruesa. Por otro lado, resulta igualmente destacable en la cartografía de los años 70 los cambios que presenta el río Viar y su llanura como consecuencia de la incisión generalizada de su lecho en todo el tramo de estudio. Este hecho evidente bien pudo responder a la incisión remontante que pudo producir el acortamiento del doble meandro, o bien al control hidrológico en cabecera, o a ambos casos a la vez. Lo cierto es, que en este momento es cuando se detecta nítidamente el escarpe que separa el techo de la terraza Th2 con la lámina de agua, completamente consolidada.

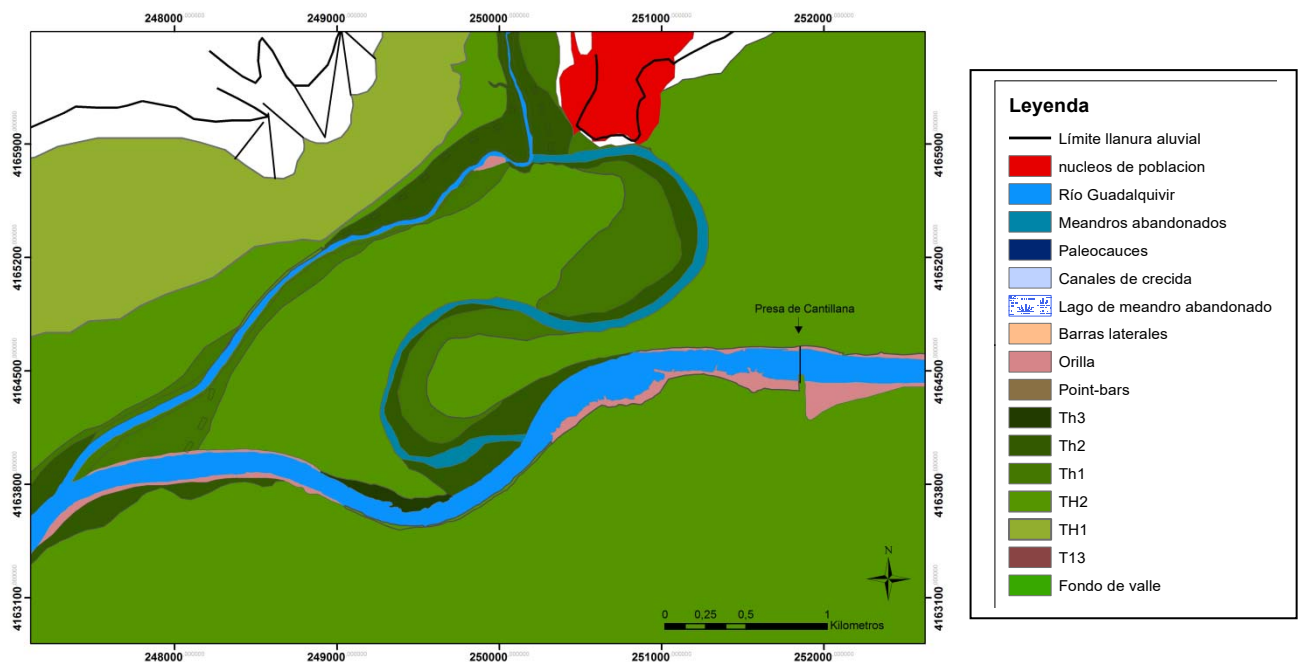


Figura 8.6: Elementos geomorfológicos de la llanura aluvial del Guadalquivir en la transversal de Cantillana en 1977

Desde el punto de vista del aprovechamiento humano, lo más destacables en esta fecha es la pérdida de funcionalidad de los paleocauces de los ríos Guadalquivir y Viar, que no volvieron a recobrar su actividad tras la última inundación extraordinaria ocurrida en el año 1963, lo que favoreció la total puesta en cultivo de la llanura aluvial. Este avance del área cultivada a la totalidad del meandro abandonado, llegando incluso a invadir el cauce, trajo consigo el desmantelamiento de buena parte de la vegetación natural y la desecación del cauce del doble meandro que para 1956 mantenía el típico lago de meandro abandonado, instalándose en su lugar una red de drenaje que vertía directamente al Viar.

A partir de este momento y hasta el año 2011 (Ortofotografía rigurosa color de Andalucía) se consolidan los cambios anteriormente descritos; reflejando un por un lado, la tendencia a la incisión que se mantiene aguas abajo de la presa, y por otro, el carácter local de los cambios en el trazado (Fig. 8.7). De esta manera, se mantiene el punto de máximo ataque erosivo en la entrada al doble meandro abandonado, generando para la fecha un escarpe verticalizado de entorno a 4 m. Para este momento, el cauce ordinario se mantiene estable y su lecho sensiblemente incidido, a tenor del efecto que sobre él sigue ejerciendo la presa de Cantillana y la actividad extractiva de áridos. Ello permite que el sistema de barras laterales de la margen derecha y las anexadas a la margen izquierda se encuentren consolidados para comienzos del siglo XXI. Asimismo y junto al estrechamiento general del cauce ordinario de los ríos Viar y Guadalquivir desde mediados de siglo XX, se detectan también algunas modificaciones morfológicas en su antigua confluencia, posiblemente asociada al exceso energético que la zona ha seguido manteniendo en momentos de máximos hidrológicos. Estas alteraciones se concretan por un lado, en un incremento de la longitud de onda axial del *codo de confluencia*, al migrar aguas abajo uno de los arcos de meandro; y por otro, en un movimiento de traslación y de extensión creciente que experimenta el meandro vecino o contracurva.

Por último, se mantiene sobre la zona una fuerte presión antrópica que llega prácticamente a desmantelar la fisonomía de paleomeandro del lóbulo meridional de Cantillana; lo que supone un problema añadido en la redirección del flujo en la

llanura en momentos de máximos hidrológicos (Fig. 8.8).

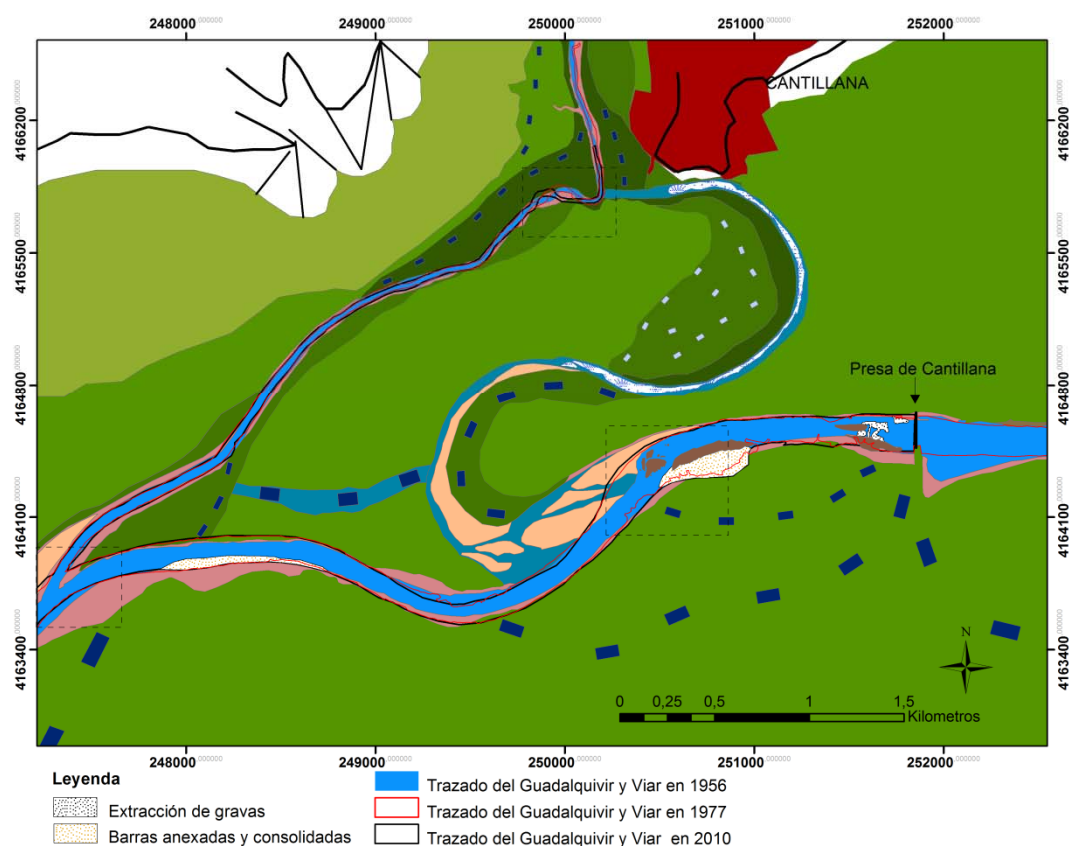


Figura 8.7: Cambios morfológicos de trazado en los ríos Guadalquivir y Viar entre 1956 y 2010. Quedan representados los trazados correspondientes a 1956, 1977 y 2010

En definitiva, la evolución que experimenta el nuevo brazo del Guadalquivir tras el proceso de acortamiento se fundamenta en el control que ejerce sobre el cauce la presa de Cantillana y en menor medida, la extracción de áridos continuada, al menos desde la década de los 70. La retención de carga aguas arriba de la presa infiere procesos de incisión y movilidad lateral en el cauce, de carácter local; lo que se manifiesta por un lado, en la consolidación de las barras laterales, en el escarpe de algo más de 4 m a la entrada del paleocauce y en la modificación del punto de confluencia del Viar y el Guadalquivir por captura fluvial. Todo ello infiere un modelo de cauce que mantiene, *grosso modo*, la anchura de mediados de siglo, pero más incidido que entonces, entorno a ± 9 m respecto al techo de la actual llanura de inundación (Fig. 8.8). Así lo describe BRANDT (2000) para ríos

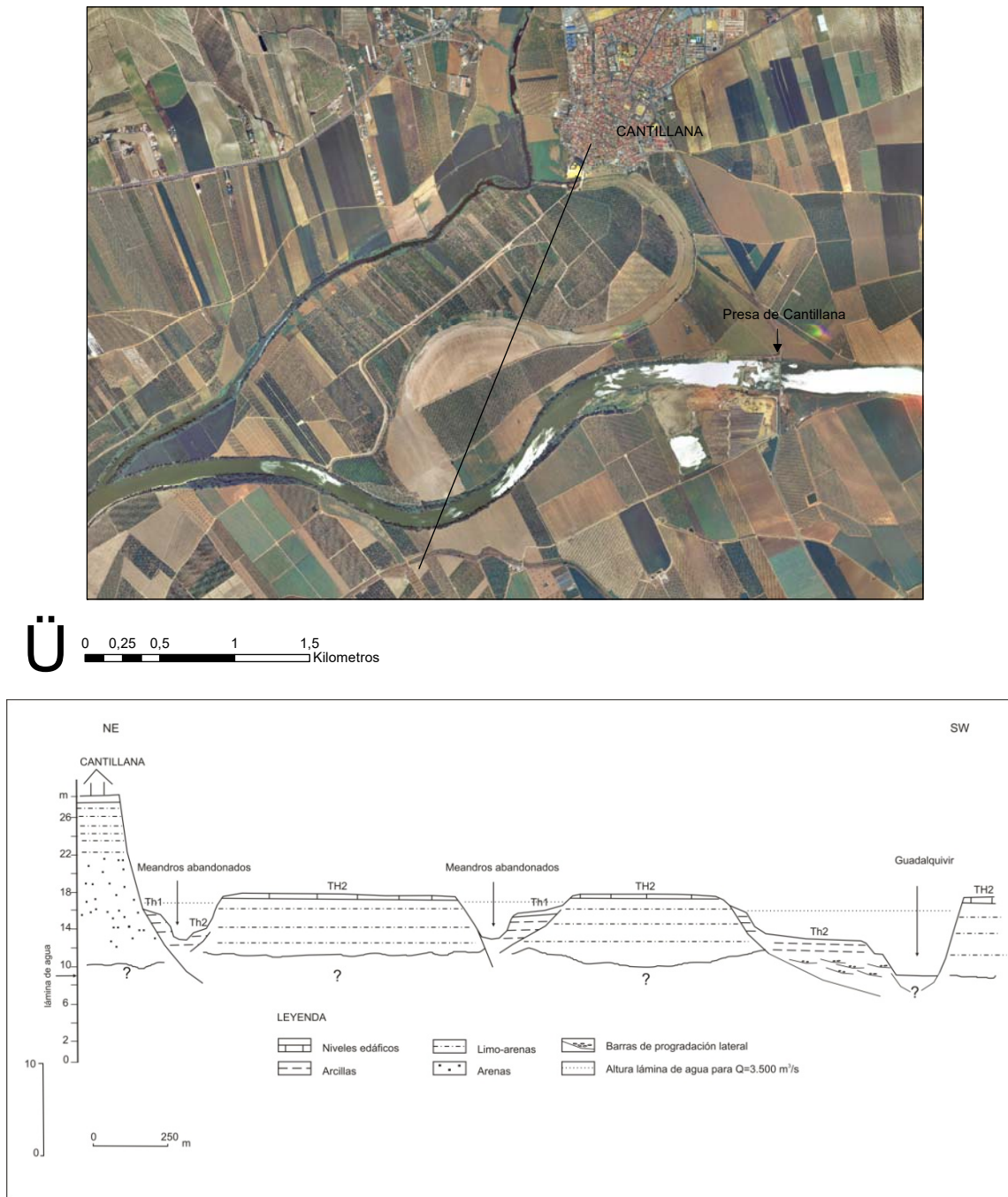


Figura 8.8: Transversal geomorfológica de la llanura actual del Guadalquivir en Cantillana. La imagen superior corresponde a la Ortofotografía rigurosa color de Andalucía de 2010-2011 (Fuente: REDIAM); mientras que en el perfil transversal se plasma la configuración geomorfológica de la llanura (NE-SW) así como la funcionalidad del doble meandro de Cantillana en avenidas de entorno a $3.500 \text{ m}^3/\text{s}$.

controlados por presas en los que haya descendido el caudal medio y la carga sea menor que la capacidad del mismo. Ello hace que la posición de la Th2 en la transversal se encuentre sobreelevada 4 m respecto al cauce del Guadalquivir aguas debajo de la presa de Cantillana (Fig. 8.8). Por su parte, el río Viar irá acomodando su lecho al paleocauce del Guadalquivir, especialmente en la zona de entrada al mismo, puesto que ésta seguirá ejerciendo el papel de confluencia en momentos de máximos hidrológicos, en los que se retome la funcionalidad del paleomeandro.

8.3.3. Funcionalidad del paleocauce en crecidas extraordinarias

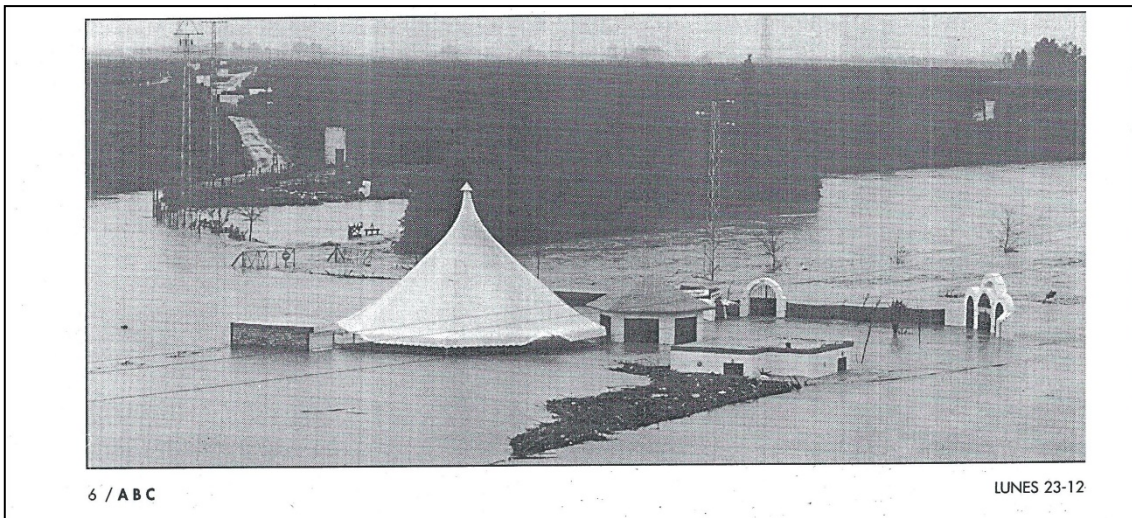
Desde el acortamiento y posterior abandono, el doble meandro de Cantillana ha recobrado su funcionalidad en varias ocasiones a lo largo de la segunda mitad del siglo XX e inicios del siglo XXI; de la misma manera que lo hiciera durante la avenida del año 1963, aunque con magnitudes de caudal mucho menores que la de entonces. Para ello hemos tenido en cuenta los datos de caudal que registra el SAIH en el embalse de Alcalá del Río, dado que éstos no se encuentran disponibles en el de Cantillana.

La primera en retomar el antiguo paleocauce, tras la gran avenida de 1963, fue la acontecida durante los meses de diciembre de 1996 y enero de 1997. Como ya tuvimos ocasión de explicar en apartados anteriores, esta avenida supuso la ruptura de un ciclo climáticamente e hidrológicamente más seco y la puesta en evidencia del teórico control hidrológico del Guadalquivir mediante la construcción de presas. Así, treinta años después del proceso de acortamiento, el Guadalquivir con una magnitud de caudal de $3.600 \text{ m}^3/\text{s}$ retomaría su antiguo trazado y gran parte de su llanura de inundación (Foto 8.4). Ésta, especialmente obstaculizada por la fuerte presión antrópica a la que se encontraba sometida desde la década de los ochenta, infirió a las aguas desbordadas una mayor turbulencia y por lo tanto una mayor altura, llegando así a afectar a un área similar a la de 1963 pero con la mitad de caudal que ésta (GUERREO y BAENA, 1998). Ni que decir tiene que tampoco se librará de esta presión antrópica el paleocauce de Cantillana. Al drenaje del típico lago de herradura, y a la invasión del lecho por parte de la agricultura, correspondiente a los años setenta y ochenta, le siguieron el uso

deportivo y de ocio de estos espacios en la década de los noventa; para lo que construyeron carreteras transversales al paleocauce que sirviera de conexión entre el núcleo de población y la llanura del lóbulo interno del paleomeandro.

Por tanto, lejos de adquirir la funcionalidad de aliviadero en una crecida, la reactivación hidrológica del paleocauce, infirió igualmente una mayor turbulencia a las aguas, especialmente en la antigua zona de confluencia con el río Viar. Este hecho trajo consigo graves consecuencias en el ámbito urbano, llegando a alcanzar las aguas buena parte de la zona más baja de Cantillana, como son las calles Cantarranas, Extremadura, Pósito, Mimbre, la Alameda y la barriada de Fuentezuela. Este episodio, lejos de ser un evento aislado asociado a un año especialmente húmedo, como fue definido el año 1996 en Andalucía (AEMET, 2012), en el que se demostró la incapacidad hidráulica para laminar las crecidas extraordinarias; el paleocauce de Cantillana volverá a recobrar su funcionalidad, parcial o total, en más de una ocasión desde entonces. La última, fue durante la avenida de diciembre de 2010 y enero de 2011, también de carácter extraordinario y tan sólo catorce años después. Al igual que entonces, el Guadalquivir vuelve a alcanzar una punta de crecida de $3400 \text{ m}^3/\text{s}$, retomando nuevamente la funcionalidad el doble meandro de Cantillana y afectando de nuevo a este municipio (Foto 8.5).

En definitiva, el doble meandro de Cantillana formaría parte de la zona potencialmente inundable del municipio de Cantilla, como así se establece ya en el PGOU del municipio de 2005; retomando su funcionalidad hidrológica con caudales entorno a $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ tal y como definimos, de manera general en el río Guadalquivir, (*Vid. 5.4*) para avenidas con periodos de recurrencia de 10 años.



Fuente: Diario ABC, 23 de diciembre de 1996



Fuente: Google Earth, febrero de 2010

Foto 8.4: Funcionalidad del doble meandro abandonado de Cantillana durante las avenidas de diciembre de los años 1996 (imagen superior) y 2010 (imagen inferior)

9. EL MEANDRO ABANDONADO DE QUIJANO

9.1. LOCALIZACIÓN Y APROXIMACIÓN A SU EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL HOLOCENO

9.1.1. Localización y contexto aluvial

El meandro abandonado de Quijano recibe esta denominación por su proximidad al Cortijo del mismo nombre, aunque también es conocido como meandro del Hierro o de Santiponce. Se localiza al final del tramo estuarino del Guadalquivir, en la margen derecha de su llanura aluvial, al NW de Sevilla, entre las poblaciones de Santiponce y La Algaba (9.1). Su paleotrazado, de gran elongación alcanza su máxima expansión al Sur, desarrollando una morfología de amplia evolución holocena e histórica que genera un meandro de gran amplitud y reducido radio de curvatura; para pasar a una dinámica de rectificación y progradación lateral en la última fase de su evolución.

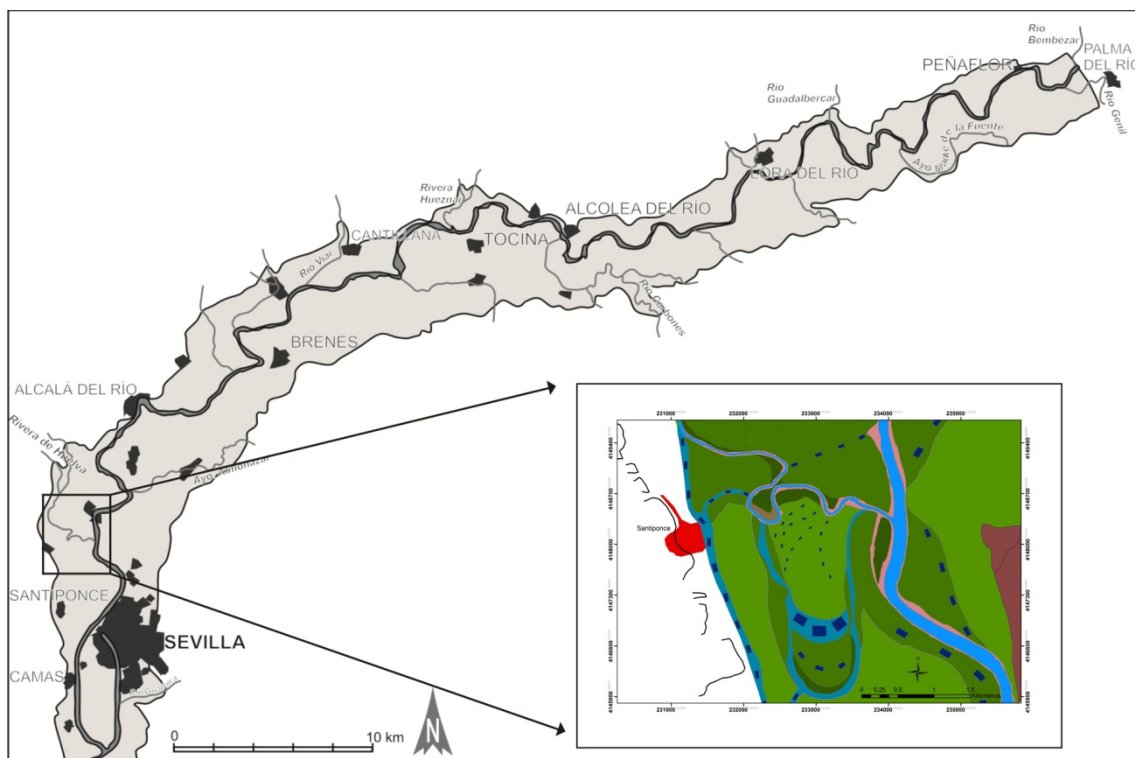


Figura 9.1: Localización y disposición de las terrazas en el meandro abandonado de Quijano

Teniendo en consideración lo descrito con anterioridad para el contexto aluvial de otros meandros (*Vid. 8.1.2*), el tránsito Pleistoceno-Holoceno quedaría marcado por la incisión que conforma la terraza T13, y que supondrá el inicio en la construcción de la llanura de inundación holocena. Sin embargo, estudios recientes en el nivel de terraza T12 en la transversal de la Rinconada (BAENA y GUERRERO, 2011, BAENA *et al.*, 2014) están aportando datos, para los últimos ambientes sedimentarios de la terraza, anteriores a 150 ka (Pleistoceno Medio Final); si bien lateralmente, el relleno de un paleocauce de grandes dimensiones estaría dando cronología del Pleistoceno Superior. Esto determinaría una mayor antigüedad de la T12 del Guadalquivir respecto a lo hasta ahora publicado, llevando su inicio a los 400 ka y en consecuencia, una mayor antigüedad para la secuencia general de la terrazas del Guadalquivir (BAENA *et al.*, 2014). Por otro lado, si atendemos a las características del relleno del cauce abandonado de + de más de 7 m de potencia, identificado a techo de la T12, la potente incisión que daría paso al nivel T13, hasta este momento identificado con posterioridad al Pleistoceno Superior (BAENA, 1993) arrancarían al final del Pleistoceno Medio (BAENA *et al.*, 2014).

Por otro lado, los últimos trabajos realizados por BORJA *et al.* (2011) al W de la llanura aluvial, concretamente en el sector de contacto entre la ciudad romana de Itálica y la Vega del Guadalquivir aportan una secuencia cronosedimentaria que iría desde 29.831-29.241 cal a C. para el contacto entre el material detrítico grueso carbonatado, al que interpretan como una antigua terraza, y el potente banco de arcillas fluviales que sobremonta el anterior. A éste le siguen depósitos de arcillas, limos y arenas con restos cerámicos de edad Republicana (s. II a C.) a techo; y un nuevo cuerpo aluvial areno-limoso de tonos pardos con cerámicas que llegan hasta el S. I d C. Esta etapa histórica, en la que se identifica además la primera formación superficial estrictamente de origen antrópico, coincidiría con una etapa de estabilidad fluvial; que para entonces discurriría paralelo con un pequeño encajamiento de la red fluvial que asocian al descenso del nivel de base Atlántico.

Asimismo y según la cartografía geomorfológica, la presencia de numerosos paleocauces en la llanura, sobre todo en el nivel Th1, así como la presencia de

núcleos de población históricos como son La Rinconada o La Algaba en el nivel TH2 estarían definiendo al escarpe de 2-3 m de la TH2 como límite de la llanura de inundación histórica. Mientras que el cauce activo discurre en la actualidad algo desplazado hacia la margen izquierda, desarrollando un trazado meandriforme de amplio radio de curvatura y en el que desemboca el Río Rivera de Huelva, drenando parcialmente esta paleomorfología.

9.1.2. Aproximación a la evolución geomorfológica del meandro durante el Holoceno

La posición al Sur de la llanura del meandro de Santiponce o *Quijano*, junto con la presencia de la terraza holocena inferior TH2 (+7-8 m), que lo enmarca por ambas márgenes y la total ausencia del nivel TH1 en la zona; indica una evolución del río que se establece desmantelando la terraza TH2 al tiempo que en su lóbulo interno la vuelve a configurar. Se trata por tanto, de un trazado intra-Holoceno que se genera con posterioridad a la fase de incisión de la TH1 y que es acompañado de migración lateral del cauce. A partir de las localizaciones arqueológicas encontradas en los aluvionamientos de la TH1 en Alcolea del Río (*Vid. 7.1.1.2*), sabemos que esta primera terraza de la llanura holocena (TH1) podría corresponder a momentos del Calcolítico en lo que representan sus facies de acreción lateral, mientras que en su superficie aparecen restos de pequeñas estructuras de carácter rural atribuidas a época romana (ORDOÑEZ, 1993). En las inmediaciones del meandro de Quijano, la presencia de restos de ocupación romana en el Cerro Macareno (T13), y no a techo de la TH1 (restringida a la Alcalá del Río), como en el caso de Alcolea del Río, obedece a un poblamiento mucho más antiguo que se remonta al siglo VIII a.C. y que se mantiene hasta el siglo I a.C. vinculado a la funcionalidad de uno de los meandros del Guadalquivir (PELLICER *et al.*, 1983), del entramado de paleocauces que drenaría la llanura en época romana.

Por otro lado, los trabajos realizados aguas abajo, en la transversal de Sevilla (DÍAZ DEL OLMO y BORJA, 1991; BORJA *et al.*, 2008) describen un medio plenamente estuarino en el Holoceno inferior (máximo marino anterior a ca. 5970 ca/ BP), para pasar a otro con predominio de la morfodinámica fluvial y ocupación

antrópica desde mediados del IV Milenio a.C. hasta los siglos V a II-I a.C. A partir de estos datos y de los diferentes niveles de terraza diferenciados, con carácter general, en la llanura del Guadalquivir, la incisión que podría individualizar el nivel de terraza TH2 de su llanura, podría situarse precisamente en ese cambio morfodinámico, de un medio más estuarino o de transición a otro de predominio estrictamente fluvial.

Con todo ello, y a tenor de la disposición de los niveles de terraza TH1 y TH2 en la zona, la transversal del meandro de Quijano durante el Holoceno podría corresponder a una llanura “mareal” drenada por numerosos cauces, a juzgar por los que aún se reconocen en el nivel TH2. Éstos avenarían toda la llanura, desde la base de la plataforma del Aljarafe, al Oeste, hasta el escarpe de la T13, al Este.

9.2. CONSOLIDACIÓN DE LOS CAUCES MEANDRIFORMES ENTRE LA ANTIGÜEDAD CLÁSICA Y EL SIGLO XVIII

9.2.1. Consolidación del meandro de Quijano durante la Antigüedad Clásica en el contexto de la llanura aluvial del Guadalquivir

La presencia de restos arqueológicos de la Antigüedad Clásica en la zona, como son los restos de poblamiento (siglo VIII a.C. al I a.C.) encontrados en el Cerro Macareno (PELLICER *et al.*, 1983), al Noreste del meandro de Quijano; así como las referencias a *Itálica* como puerto situado sobre el propio río en su curso final, en el *Conuentus Hispalensis* ofrecida por Plinio en *nat.* 31.3, 11 (GARCÍA VARGAS *et al.*, 2008); constatan cierta estabilidad morfodinámica del río Guadalquivir para este momento. A juzgar por el elenco de ánforas encontradas en el Cerro Macareno, desde época fenicia a romana republicana, este yacimiento tuvo una función de comercio fluvial hasta el siglo I a.C. vinculado a la funcionalidad del meandro del Guadalquivir (PELLICER, 1996). Asimismo, y a partir de esa fecha, siglo I a.C., es cuando comienza a tener importancia el núcleo de Itálica (GARCÍA VARGAS *et al.*, 2008) tal y como se desprende del repertorio cerámico encontrado en la llanura que mira al río, donde se supone estuvo emplazada el área portuaria de la ciudad (GARCÍA VARGAS *et al.*, 2008 *cfr.* GARCÍA FERNÁNDEZ, 2004).

A nivel geomorfológico, el meandro del Cerro Macareno, de morfología elongada y cerrada por un estrecho cuello de meandro, podría haberse estrangulado previo a este momento y motivado el abandono del yacimiento en el siglo I a.C. Por su parte, la importancia económica y social que adquiere *Itálica* a partir de ese mismo siglo infiere una dinámica natural del trazado del Guadalquivir con al menos, dos brazos: uno al pie de la plataforma del Aljarafe, donde se asienta *Itálica* y Osset (San Juan de Aznalfarache), más rectilíneo y conocido con posterioridad como la Madre Vieja; y otro, el brazo a cuyo margen izquierdo se asienta *Hispalis*, con un puerto que iría adquiriendo protagonismo creciente desde los decenios finales del siglo II a.C. (ORDOÑEZ AGULLA, 1998). Este último, de trazado meandriforme, desarrollaría meandros elongados (Macareno, la Rinconada, Quijano, etc.) que drenarían la llanura en su recorrido hacia la desembocadura.

En el caso del meandro de Quijano y a partir del nivel histórico identificado como Th1 (± 6 m), el río Guadalquivir mantendría su tendencia a la migración lateral hacia el Sur. Con ello configuraría la llanura aluvial de época romana, tal y como se observa también aguas arriba, en los paleomeandros de Cantillana y de Alcolea del Río; y de amplia representación también aguas abajo de Alcalá del Río. Por otro lado, la incisión manifestada en Sevilla entre los siglos III a C. y II a C. (BARRAL y BORJA, 2002), bien puede explicar la incisión de la terraza Th1 y el acortamiento y posterior abandono, al menos, del meandro del Cerro Macareno. Con ello, se iría consolidando el brazo meandriforme del Guadalquivir en una llanura de inundación limo arcillosa, proclive al desbordamiento y al encharcamiento (BAENA y GUERRERO, 2009).

9.2.2. Aproximación a la funcionalidad de la llanura a partir de referencias históricas

La ciudad de *Itálica*, que vivió sus momentos de máximo esplendor entre los siglos I y IV de nuestra era, especialmente durante el mandato de Trajano y Adriano, comienza a partir de entonces un paulatino despoblamiento que se acentúa en época visigoda y culmina en época hispanomusulmana. En época

visigoda, concretamente con Leovigildo, las referencias históricas sobre el entorno se ceñirán a la apertura del canal en la Vega, conocido como la Madre Vieja, para librar así a Sevilla de los riesgos de inundación (BORJA PALOMO, 1878). Ello indica que para entonces (siglo V), este antiguo cauce del Guadalquivir, que en otra época había acogido el puerto o embarcadero de *Itálica*, carecía de funcionalidad natural.

No será hasta el siglo XII, cuando encontremos nuevamente referencias a “Talikah” o “Campos de Talca”; toponimia que se le dio al despoblado de Itálica durante la Baja Edad Media, junto al de “Sevilla la Vieja” (GONZÁLEZ JIMÉNEZ, 2009). Asimismo, solícitos los árabes por precaver grandes daños y alejar en lo posible el incesante riesgo de inundación, conservaron cuidadosamente y aún mejoraron el antiguo canal de la Vega durante su larga dominación. De esta manera, por la ancha y profunda zanja se drenaban las aguas de inundación que discurrían por la llanura hasta darles salida al río Guadalquivir a la altura de San Juan de Aznalfarache. Con ello, se seguía evitando que por el cauce ordinario del Guadalquivir se pusiera en riesgo a la ciudad de Sevilla, la cual y pese a ello, experimentó en ocasiones las graves consecuencias de sus avenidas. Sin embargo, con la Reconquista olvidaron o no reconocieron los peligros del Guadalquivir, descuidando la limpieza y el acondicionamiento del canal de la Vega. Ello trajo consigo la progresiva colmatación de éste, considerado el motivo principal, según las fuentes historiográficas, de muchas de las avenidas posteriores (BORJA PALOMO, 1878). Asimismo, al efectuarse el repartimiento de Sevilla tras la Reconquista (1253), *Itálica* era tan sólo una pura referencia topográfica para designar las tierras y término de una de las alquerías objeto de reparto entre los conquistadores y los repobladores de la ciudad; al mismo tiempo que se distingue la ubicación de Itálica del poblamiento de Santiponce (GONZÁLEZ JIMÉNEZ, 2009):

“También eran entonces diversas la villa de Santiponce de el sitio de Sevilla la Vieja o Itálica. Santiponce estaba como un quarto de legua más hacia el oriente y asentado en la misma playa del río que quando se dio al Monasterio de San Isidro”. Padre Fray F. Zevallos

Numerosas han sido las referencias históricas sobre la posición del antiguo núcleo de Santiponce, aún cuando a día de hoy no se han encontrado restos arqueológicos que arrojen algo de luz sobre el tema. En este sentido, según el Libro de Protocolo, en el que quedaban recogidas las propiedades y dominios del monasterio de San Isidoro del Campo (GONZÁLEZ JIMÉNEZ, 2009 *cfr.* Libro Memorial e Registro de todas las posesiones del monasterio de San Isidro, 1536) la ubican en la Isla del Hierro, cuando describe:

“...Tiene este Monesterio una heredit en término de su villa Santiponce, la qual se llama la Isla del Hierro, e comienza en saliendo del dicho lugar, al cabo de la que dizen La Laguna, junto con los vallados de la viña de doña Catalina, madre de don Alonso Enríquez, e con nuestro oliuar hasta juntar con la güerta que dizen del Rincón, que es también deste Monesterio, e buelue allí hazia el río por un caño de agua que entra de Guadalquivir”.

Así lo confirman también los datos aportados por BORJA PALOMO (1878, *cfr.* Biblioteca Sevillana, del Canónigo don Ambrosio de la Cuesta y Saavedra, Ms, de la Biblioteca Colombina) cuando escribe que *Santi-Ponce* estaba fundada a menos de media legua de la ciudad de Sevilla entre viñas y olivares, en la misma playa de la margen derecha del Guadalquivir, con un perímetro definido por la Isla del Hierro y cercado por la Rivera de Huelva, que para el siglo XIX retomaría parte del antiguo trazado del Quijano hasta desembocar en el Guadalquivir. Mientras que GONZÁLEZ MORENO (2002) a partir del Libro Memorial de 1536 definirá el perímetro de Santiponce, de tal manera que Santiponce lindaba al Norte con la calle del Camello, al Sur con el camino de Sevilla, Al Este con la barranca del río y al Oeste con la vereda del monasterio de San Isidoro, donde existió un puente de barcas, que cruzaba un ancho arroyo y que se lo llevó el río en una de sus famosas arriadas.

A este respecto y atendiendo a la configuración geomorfológica de la llanura aluvial del Guadalquivir, en la transversal de Itálica (Fig. 9.1), y a las referencias históricas consultadas, el Guadalquivir conformaría para el siglo XVI una gran isla fluvial (isla del Hierro) al Noroeste de la ciudad de Sevilla y al Sur de la alquería de La Algaba; aguas abajo del cuello del meandro que en

esta zona desarrollaba el Guadalquivir, y que con el tiempo pasará a llamarse “meandro de Quijano” (Fig. 9.2). Desde un punto de vista geomorfológico, la zona que ocuparía la Isla del Hierro correspondería al primer nivel histórico (Th1) actualmente sin continuidad en la zona, como consecuencia del progresivo desplazamiento lateral del río Guadalquivir hacia el Este. Igualmente, la posición del municipio aguas abajo del cuello de meandro explicaría que éste se hubiera visto afectado, en más de una ocasión, por las avenidas del Guadalquivir hasta llegar a desaparecer en las avenidas de 1595 y definitivamente en la de 1603. Ni que decir tiene que estos tramos de “cuello” incrementan la aceleración del flujo en sus correspondientes tramos de llanura y por lo tanto, la capacidad erosiva de sus aguas; teniendo así, un gran poder devastador aguas abajo.

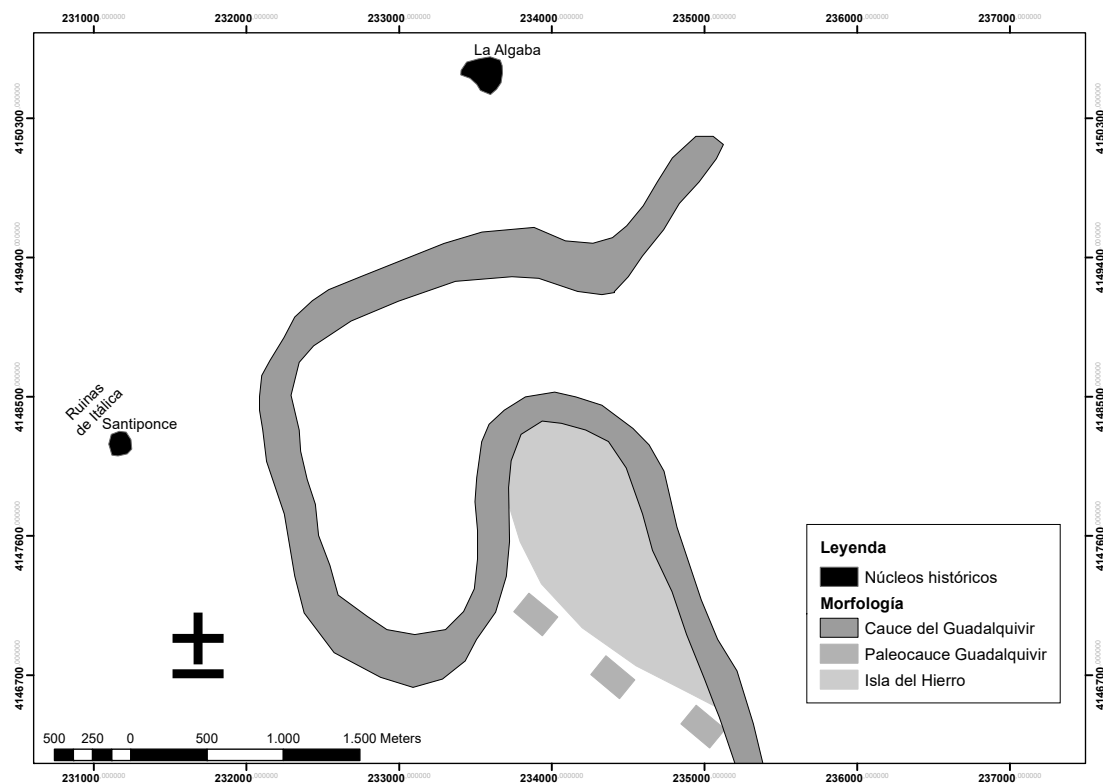


Figura 9.2.: Reconstrucción del trazado del meandro de Quijano en el siglo XVI a partir de las referencias históricas sobre la posición del Viejo Santiponce

Así lo atestiguan las fuentes documentales cuando relatan lo acontecido en la avenida que traería consigo la desaparición del viejo pueblo en 1595. En esta

ocasión los daños causados fueron excesivos, no sólo en el interior de la ciudad de Sevilla, sino también en los pueblos situados en la Vega, como era el caso de Santiponce (BORJA PALOMO, 1878):

“sus moradores vieron destruidos por la furiosa corriente sus hogares, hasta el extremo que desapareció todo el pueblo quedando para siempre sepultado en el lecho del gran río... desapareciendo del todo lo que quedó de la población, en otra riada de 1603”.

Los estragos que causaron estas avenidas en la llanura se deben no sólo a la excepcional magnitud de las mismas, sino al contexto en el que se producen (Vid. 4.1.2); esto es, en el periodo de mayor concentración de avenidas de toda la Modernidad (1590-1600), en el que se suceden numerosas crecidas de gran magnitud en un periodo muy corto de tiempo. Este hecho, junto a una posterior tendencia migratoria del Guadalquivir hacia el Este podría explicar la inexistencia de restos del antiguo Santiponce, que como señala BORJA PALOMO (1878) *“estarían sepultados por el lecho del gran río”*.

De esta manera, la funcionalidad hidrológica de la llanura en la transversal de Santiponce a finales del siglo XVI, rompe así con decenios de escasez de avenidas y cierta estabilidad morfogenética del río, para dar paso a un periodo mucho más activo desde un punto de vista hidrogeomorfológico que traerá consigo importantes cambios en la configuración morfológica del Guadalquivir y su llanura.

9.3. ESTRANGULAMIENTO (CUT-NECK) DEL MEANDRO DE QUIJANO Y CONSOLIDACIÓN DEL NUEVO CAUCE DEL GUADALQUIVIR (SIGLOS XVIII-XXI)

9.3.1. Migración lateral y funcionalidad de antiguos cauces durante el siglo XVIII

En el mapa de comienzos del siglo XVIII (*Curso del Guadalquivir y de sus afluentes principales desde Espeliú a Sevilla*, S.G.E., 1720) el meandro de

Quijano alcanza una gran elongación con migración general al Sur, al tiempo que el meandro de San Jerónimo lo hace al Norte en sentido contrario a la dirección general del valle (Fig. 9.3). En ambos casos, se trata de meandros muy evolucionados y de gran sinuosidad, en los que la evolución de sus arcos de meandro infiere una inminente rectificación por estrangulamiento (*cut-neck*). Para la época, dicha evolución sería recurrente en el tramo bajo del Guadalquivir: sirva de ejemplo la configuración morfológica del meandro de la Merlina, aguas abajo de Sevilla, próximo ya al estrangulamiento; o la del doble meandro de Cantillana en el tramo continental, en una fase inicial del proceso. Para entonces, el río Rivera de Huelva desembocaría en el arco de entrada del meandro de Quijano, en el tramo comprendido entre los municipios de Santiponce y La Algaba.

Para años posteriores, las referencias de la cartografía de mediados del siglo XVIII (*El plano de los predios territoriales del término de Salteras*, 1757) refleja igualmente, un trazado sinuoso, aún cuando en este caso, el meandro de Quijano no se representa con la elongación de comienzos de siglo (Fig. 9.4). Para entonces, dicho meandro presentaba una morfometría más redondeada y de mayor radio de curvatura que la del trazado de 1720, lo que podría explicarse si hubiera retomado el antiguo cauce localizado en la base del escarpe de la TH2; de gran permanencia temporal, a juzgar por la nitidez de su paleomorfología, incluso, en la llanura de mediados del siglo XX. Junto a ello, se representa la Madre Vieja del Guadalquivir, de trazado rectilíneo que recorre la llanura de Norte a Sur, a los pies de los núcleos de población de Santiponce y Camas, y cuya permanencia se debe a la función de aliviadero que adquiriría en época de crecidas, desde el meandro de Quijano (BORJA PALOMO, 1878). Asimismo, aguas arriba del meandro de Quijano, a la altura de La Algaba y entre el Guadalquivir y el Rivera de Huelva, se reconoce igualmente una Madre antigua ciega, de trazado sinuoso y dirección Este-Oeste, que para entonces ya se encontraba colmatada e incorporada al nivel de la llanura, según los usos que se describen en la leyenda que acompaña al mapa de 1757.

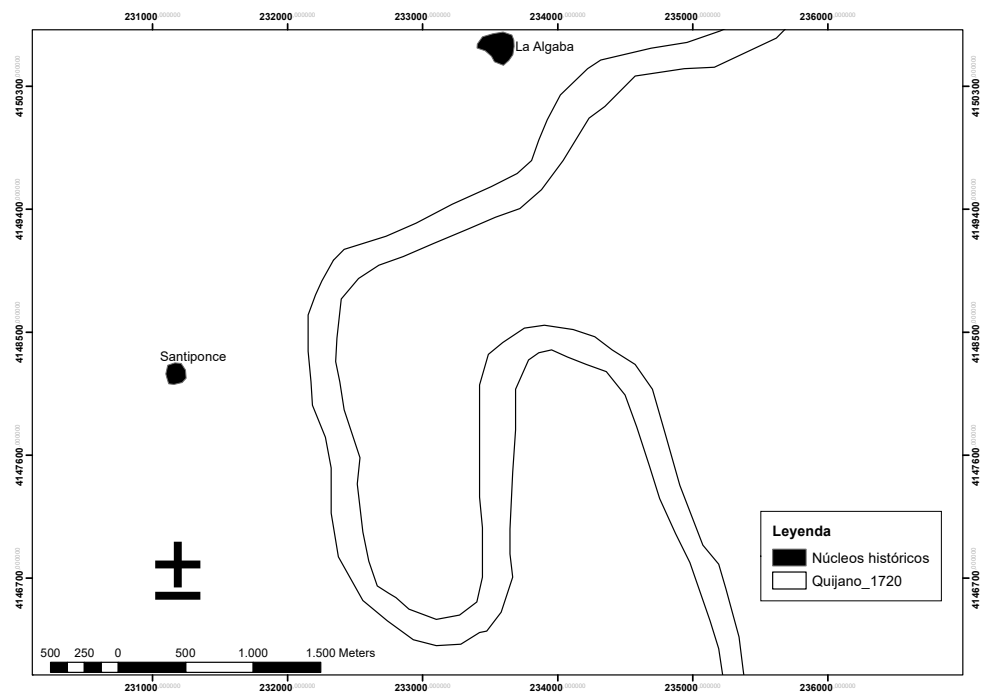


Figura 9.3: Reconstrucción realizada sobre la base de la cartografía geomorfológica 1:10.000 y del Mapa del Guadalquivir y de sus afluentes principales desde Espeliú a Sevilla (SGE, 1720). Fuente: IECA, Junta de Andalucía.

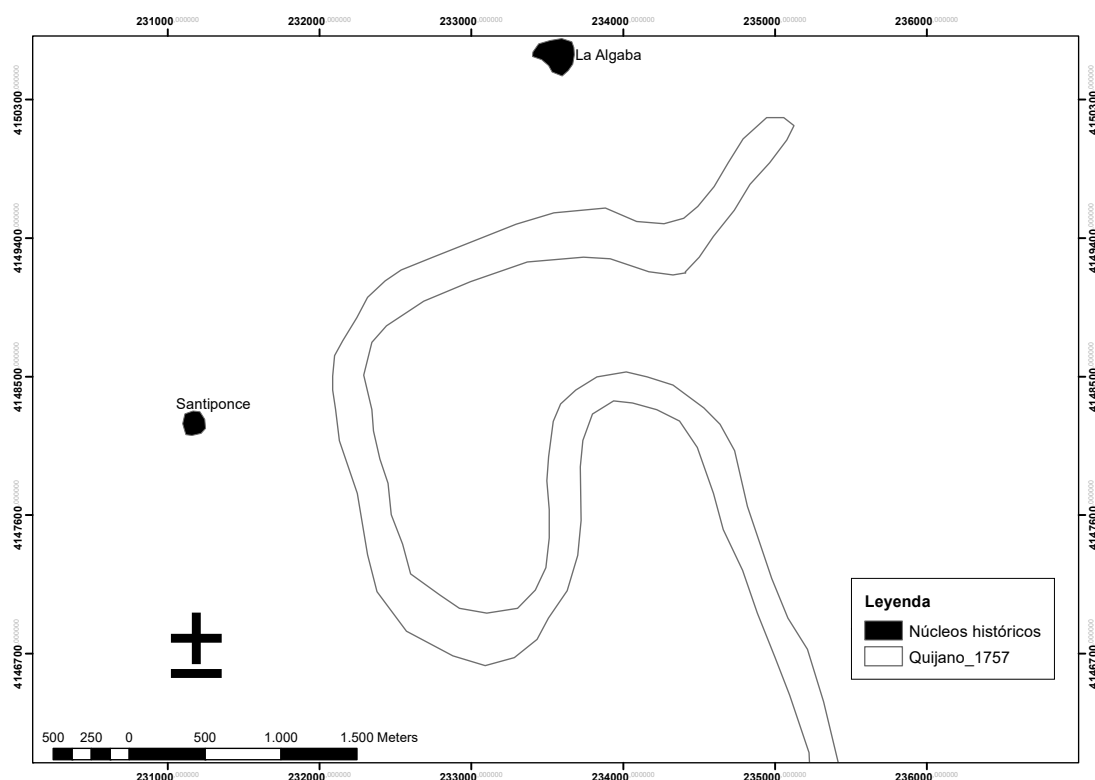


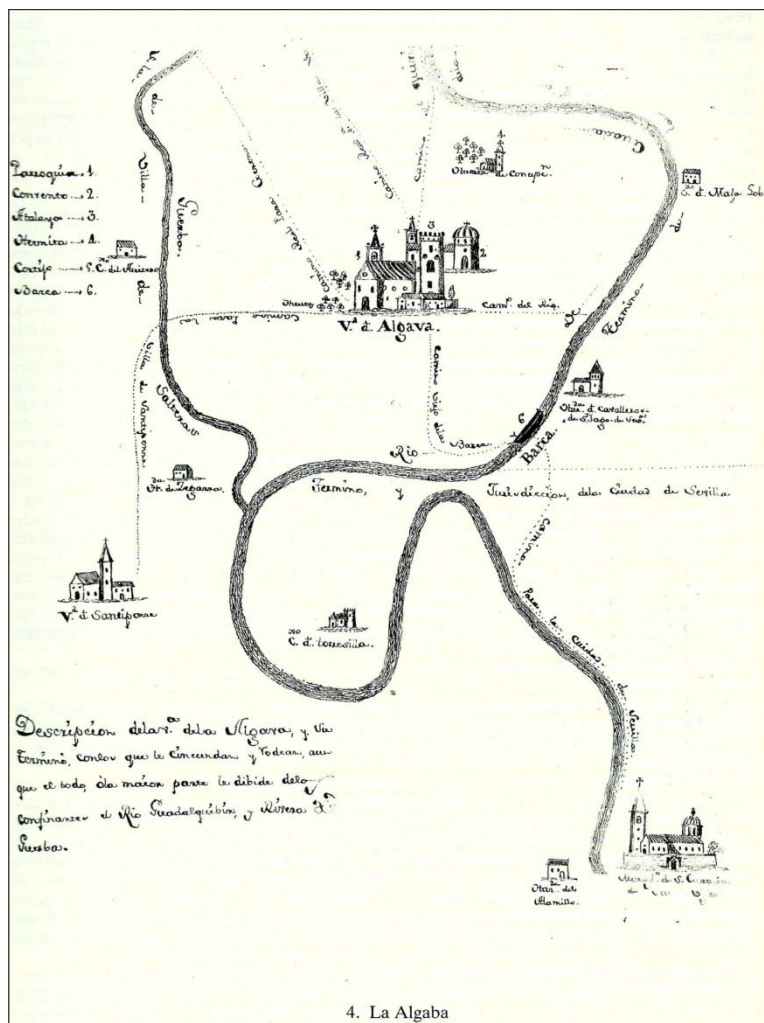
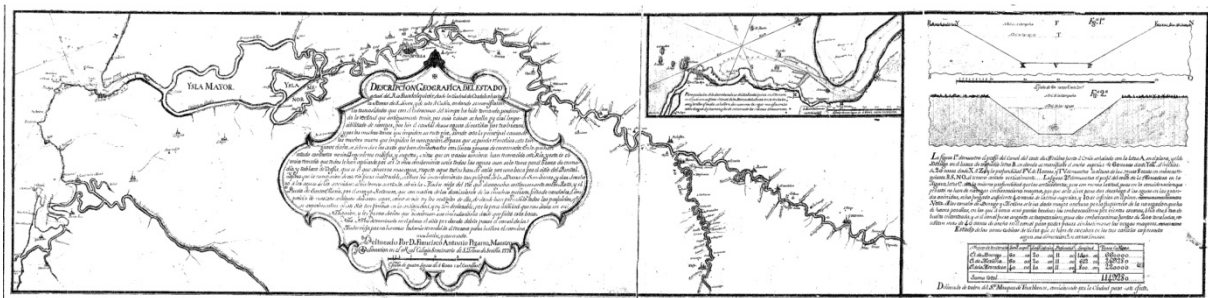
Figura 9.4. : Reconstrucción realizada sobre la base de la cartografía geomorfológica 1:10.000 y del Plano de los predios territoriales del término de Salteras (1757). Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007.

En cuanto a los datos aportados por la cartografía histórica de la segunda mitad del siglo XVIII, contamos con los planos del ingeniero Francisco Antonio Pizarro (*Plano del Bajo Guadalquivir desde Córdoba a la desembocadura en Sanlúcar de Barrameda*, 1778) y del geógrafo Tomás López (*La Algaba*, 1788). El primero muestra el estado del Guadalquivir para entonces, donde se manifiestan, con carácter general “...las tortuosidades que con el transcurso del tiempo ha hido tomando, perdiendo la rectitud que antiguamente tenia por años

causa se halla y casi imposibilitado de navegar, por hir el caudal de sus aguas divertidas por tres brazos, y por los muchos tornos que impiden su recto giro, siendo esta la principal causa de las muchas veces que impiden la navegación. Y para que se puede remediár este tan grave daño, se deben dar los cortes que ban demostrados con lineas gruesas, en lo que han estado contentos varios ingenieros en Gefes y sugetos peritos que en varias ocasiones han reconocido este Río, y este és el unico remedio que todos le han aplicado, por ser lo mas combeniente unir todas las aguas aun solo tramo...”

Tal y como queda reflejado en la “Descripción geográfica del estado” del río, realizado por Antonio Pizarro, el mapa incluye las cortas que deberían ser ejecutadas en el tramo bajo del Guadalquivir como por ejemplo, la de la Isla Menor, la Merlina, la Mercadera (meandro de Quijano) y el Rincón, cerca ya de la desembocadura del río Genil, en las proximidades de Palma del Río. Para entonces, el meandro de Quijano mantenía, *grosso modo*, las características morfométricas de principio de siglo XVIII, con la excepción del tramo de entrada, próximo a La Algaba (Fig. 9.5). Este tramo en concreto mantenía la posición de mediados de siglo, por lo que el cuello de meandro se había reducido cada vez más en su evolución al estrangulamiento. Precisamente, esta es la característica más destacable de las que recoge el mapa de TOMÁS LÓPEZ (año 1788) en su *Diccionario geográfico de Andalucía: Sevilla*. En él se describe la villa de la Algaba y su término, la mayor parte del cual se encuentra confinado entre los ríos Guadalquivir y Rivera de Huelva.

Para este momento, el trazado del Guadalquivir guarda cierta similitud con el descrito en la cartografía de 1757 aunque se detectan algunas diferencias importantes: por un lado, es el arco más septentrional del meandro de Quijano el que migra lateralmente aguas abajo, en la dirección del río, reduciendo así aún más, el cuello de meandro. Para entonces, los arcos de meandro distaban tan sólo algo más de 100 m para llegar al estrangulamiento fluvial. Asimismo, el tramo del Guadalquivir de salida hacia Sevilla migra localmente hacia el Este, lo que genera una incipiente curvatura cuya evolución continuada dará lugar, en su lóbulo interno, a lo que hoy conocemos como “Las playas de Tercia”. Esta migración lateral del cauce hace que se reduzca en algo más de 420 m la



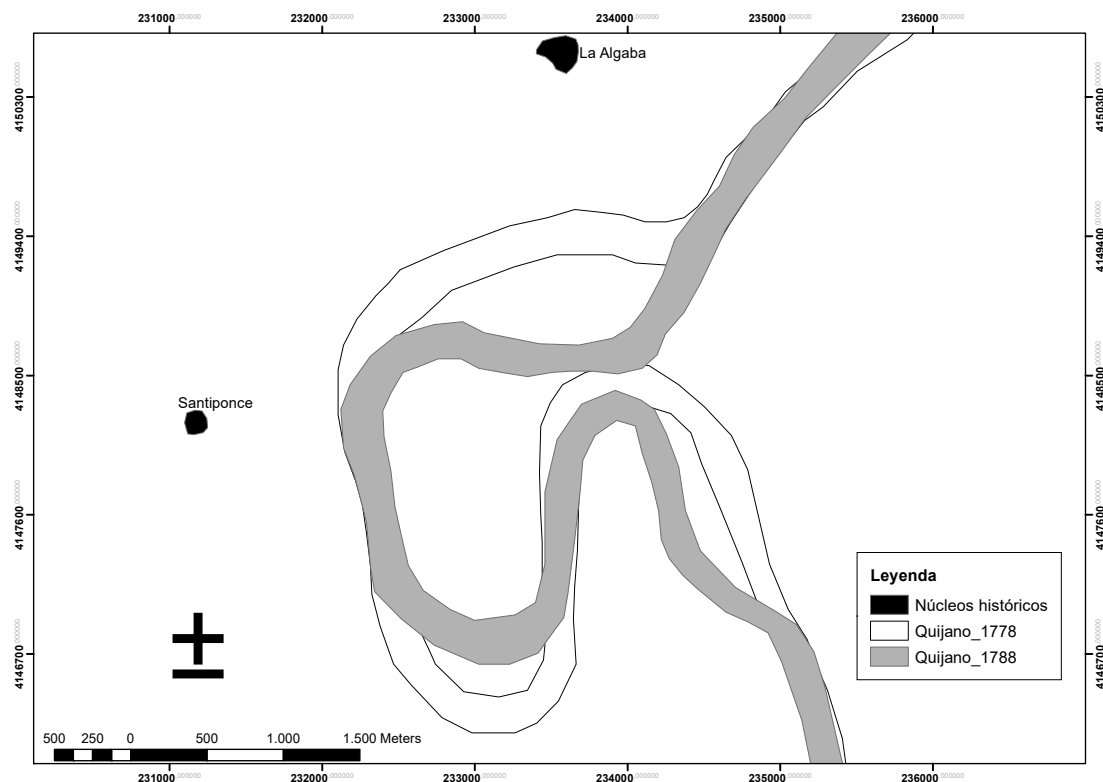


Figura 9.5.: Reconstrucción del trazado para la segunda mitad del siglo XVIII a partir de la cartografía geomorfológica y los planos de Antonio Pizarro (1778) y Tomás López (1788)

longitud de onda axial de este meandro en algo más de 30 años. Por su parte, el meandro de Quijano reduce su longitud de onda axial, en menos de 100 m, la de mediados de siglo XVIII como consecuencia de desplazamientos locales; manteniendo su máximo ataque erosivo al Oeste y Sureste. Por último, la migración al Sur del arco de entrada del meandro de Quijano será el responsable de los cambios acontecidos en el tramo de confluencia del río Rivera de Huelva. En este caso, la Rivera retomará parte del antiguo paleocauce del Guadalquivir, describiendo así un trazado levemente sinuoso previo a su confluencia en él.

9.3.2. Estrangulamiento (cut-neck) y transición al abandono (siglos XIX y XX)

Para años posteriores, la cartografía de comienzos del siglo XIX (LARRAMENDI, 1818) revela no sólo la ejecución del estrangulamiento del meandro de Quijano, sino también la adaptación del río Rivera de Huelva al

paleocauce del Guadalquivir de finales del XVIII, el de mayor elongación (Fig. 8.5). Si atendemos a la consideración de que las crecidas son uno de los principales responsables de los cambios morfológicos más drásticos en los ríos (RICHARDS, 1982), así como al hecho de que este periodo, mediados del siglo XVIII-mediados siglo XIX, ha sido definido como el de mayor concentración de avenidas en los quinientos años considerados (*Vid. 4.1.2.2*); podemos concluir que este estrangulamiento fluvial tuvo lugar de manera natural coincidiendo con ese periodo extremadamente húmedo.

En este sentido, las referencias historiográficas sobre la época (BORJA PALOMO, 1878) hacen especial hincapié en las avenidas de 1784 y 1796. De la primera, llega a describir el extraño comportamiento del río Guadalquivir cuando dice:

“...en demostración de que en la avenida de 1784, y quien dice de ésta debe decir lo mismo de otras posteriores, el superior impulso, extrañas direcciones y más acelerados y fuertes movimientos de las aguas, y como consecuencia de ello sus mayores extragos, fueron debidos a los obstáculos que aquellas encontraron a su natural curso, unos creados por la naturaleza que pudieron desaparecer, y otros debidos a obras impremeditadas, que por más que se fundaran en los conocimientos científicos de las personas que las dirigieron, estaban en contradicción con las lecciones de la experiencia y la enseñanza de los siglos”.

En este fragmento, el autor podría estar haciendo referencia a la ejecución natural de la corta cuando describe la extraña aceleración de las aguas de avenida, característica, por otro lado, tras un proceso de rectificación. Asimismo, pone en evidencia las actuaciones de defensa frente a las inundaciones llevadas a cabo hasta el momento, esto es, las ejecutadas en la margen izquierda del tramo urbano del Guadalquivir (DEL MORAL, 1991).

El hecho de que la cartografía de 1788 de Tomas López (Fig. 9.6), cuatro años después de esta avenida, no refleje el estrangulamiento puede deberse a la dinámica propia de este tipo de procesos; en la que el río puede volver a

retomar el meandro de mayor dimensión hasta consolidar el brazo de rectificación. Así se constata también en otros meandros del Guadalquivir, como es el caso del meandro abandonado de Alcolea del Río, y que tendremos ocasión de ver en su apartado correspondiente.

Por otro lado, la avenida correspondiente a 1796 y conocida como “La Grande” por superar la altura de la avenida de 1784, alcanzó los 9 m de altura. Sin embargo, y así lo asegura BORJA PALOMO (1878), este nivel podría haber sido mayor si no hubiera sido porque, para la fecha, ya se había ejecutado la obra de ingeniería conocida como la Corta de la Merlina, llevada a cabo por el ingeniero hidráulico Scipion Perosini, tan sólo dos años antes de esta gran avenida. Aún así, los daños fueron cuantiosos no sólo en la ciudad de Sevilla sino también en los pueblos ribereños de la vega del Guadalquivir.

Por tanto, en este periodo climáticamente húmedo, en el que se suceden un número elevado de fenómenos hidrológicos extremos, los arcos del meandro de Quijano evolucionarán hacia el estrangulamiento, que queda ejecutado a comienzos del siglo XIX como muestra la cartografía de Larramendi de 1818 (Fig. 9.7). Este tipo de rectificaciones, si bien se puede inferir también en la evolución de otros meandros del Guadalquivir, sólo llegará a ejecutarse como tal en el caso del meandro de Quijano.

Tras el proceso de estrangulamiento, se iniciará un periodo de transición al abandono en el que el afluente, el río Rivera de Huelva, desempeñará un papel destacado tal y como ocurre en otros meandros abandonados del Guadalquivir.

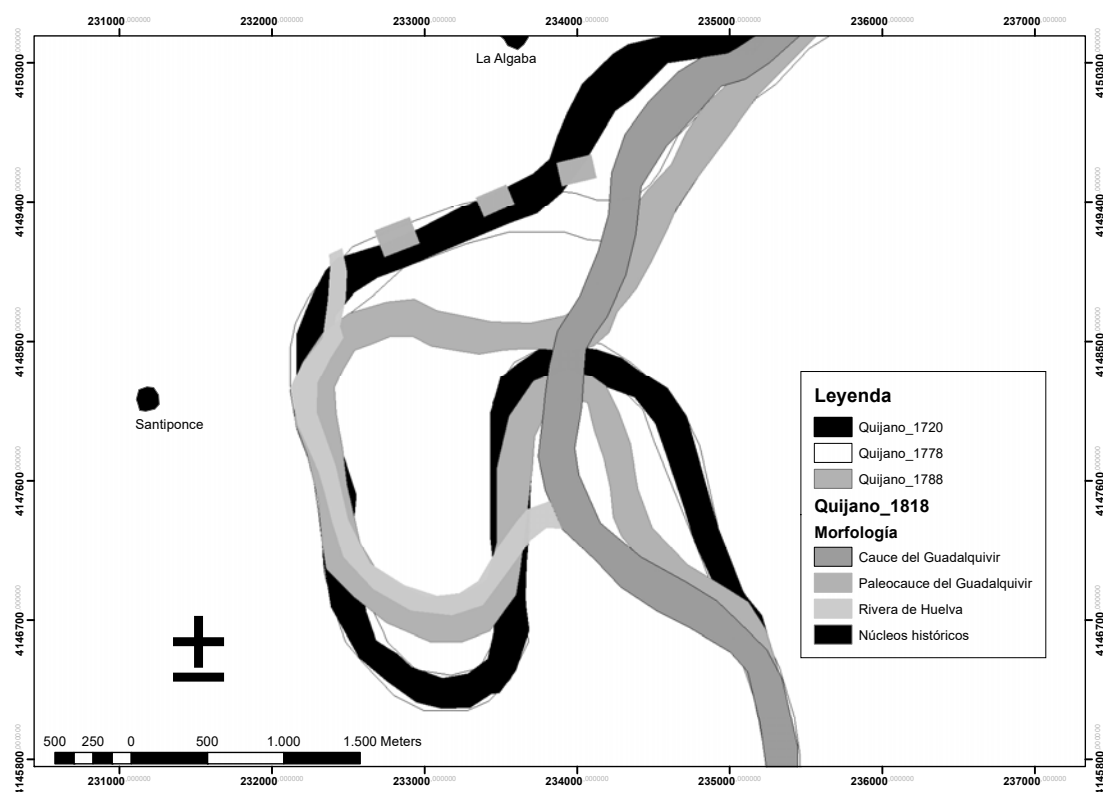


Figura 9.7: Evolución del meandro de Quijano en su proceso de estrangulamiento (*cut-neck*).

En este sentido, la cartografía de finales del siglo XIX (*Plano de la Vega de Triana*, 1879), es una buena muestra de la funcionalidad que adquirirá el paleocauce de Quijano en la llanura hasta su total abandono (Fig. 9.8). En ella, se identifica claramente el paleocauce de Quijano, no sólo el tramo retomado por el río Rivera de Huelva, sino también su tramo de entrada correspondiente a 1778 y denominado “Caño de Quijano” (VANNEY, 1970). Igualmente, es reconocible el canal de la Madre Vieja del Guadalquivir así como las conexiones entre ambas paleomorfologías a través de canales de desagües. Por tanto, es evidente que para la fecha, el paleocauce de Quijano adquiera la funcionalidad de aliviadero en momentos de máximos hidrológicos. Así lo atestiguan también las crónicas de la época cuando relatan lo acontecido en la gran avenida de la segunda mitad del siglo XIX, la de 1876, tres años antes de la publicación de esta cartografía. En este caso, Borja Palomo (1878) al explicar lo acaecido entonces escribirá:

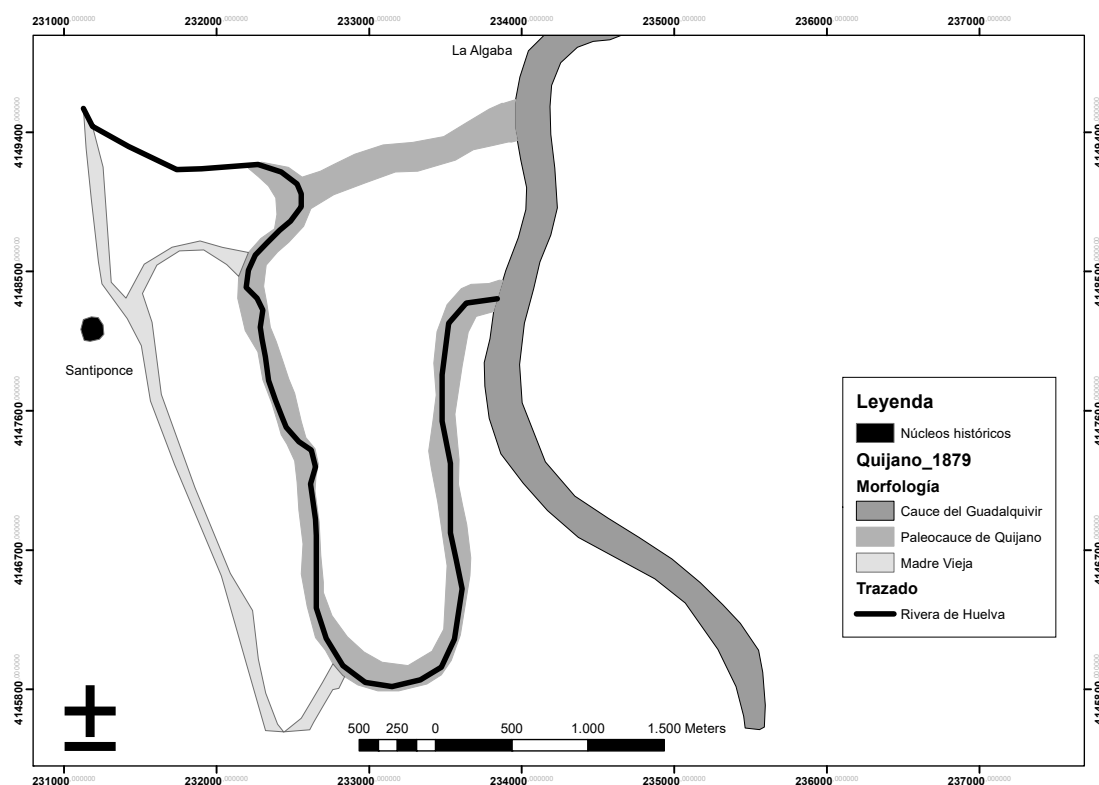
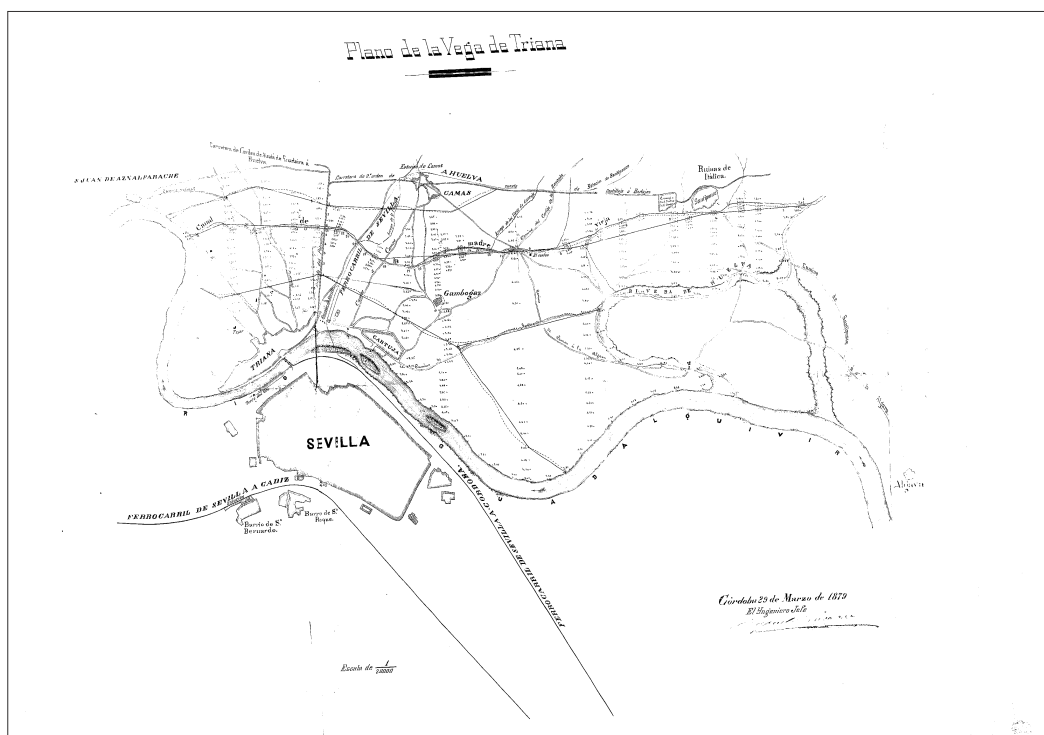


Figura 9.8: Reconstrucción del trazado de finales del siglo XIX a partir de la cartografía geomorfológica y del Plano de la Vega de Triana (1879). Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007

“...siendo enorme la cantidad de las aguas acumuladas por la subida del Guadalquivir en la Vega, ya por las del mismo río, ya por las de la ribera de Buerba; tomaron su acostumbrada dirección desde el cortijo de Quijano hacia la

antigua madre por detrás de la Cartuja entre la Ermita del Patrocinio y la Cuesta de Castilleja, y encontrando obstáculos en su libre paso en los dos fuertes diques..., no teniendo salidas las aguas..., retrocedieron con furioso ímpetu, viniendo a chocar en primer lugar con el cementerio de S. José...”

Habida cuenta del comportamiento hidrológico extremo del Guadalquivir a finales del siglo XIX, cabe entender que dicho paleocauce mantenga unas características morfométricas más acordes con la dinámica del río Guadalquivir que con las del río Rivera de Huelva: esto es, una anchura máxima de cauce próxima a 200 m, levemente inferior a la del cauce funcional del Guadalquivir (250 m) para ese momento; migración lateral del paleocauce, aportando así la mayor elongación alcanzada hasta el momento; y reapertura y funcionalidad del caño de Quijano, un siglo después, tras abandonarse a finales del XVIII, cuando este ramal se desplaza hacia el Sur en su evolución al estrangulamiento. Pese a ello, el río Rivera de Huelva seguirá retomando parte de este paleocauce en régimen de caudal ordinario, inscribiendo en él sus características morfológicas propias (cauce sinuoso y de menor anchura).

No será hasta comienzos del siglo XX cuando la cartografía del Servicio Geográfico del Ejército (MTN, 1918) ponga de manifiesto la pérdida de funcionalidad del paleomeandro de Quijano, frente al nuevo trazado del Guadalquivir (Fig. 9.9). Así lo atestigua la anchura de los cauces ordinarios correspondientes al Guadalquivir y al Rivera de Huelva, estimados en algo más de 280 m y 80 m respectivamente. Este hecho confirma la progresiva pérdida de funcionalidad de este paleocauce en la evacuación de los máximos hidrológicos del Guadalquivir y la consiguiente consolidación del río Rivera de Huelva en él; configurando así su propio lecho, más sinuoso y más estrecho. Asimismo, el brazo de entrada al paleotrazado de 1778 que retomó el Guadalquivir en 1879 se abandona definitivamente, recuperándose por el contrario el ramal de 1788 (Fig. 9.9); que pasa a designarse como *nuevo cauce* en la cartografía de principios de siglo XX. A partir de este momento y hasta al menos 1944, fecha del Catastro Topográfico Parcelario de La Algaba, los cambios acontecidos se centran en la confluencia del río Rivera de Huelva (Fig. 9.10). Para este momento, el afluente del Guadalquivir abandona el tramo de

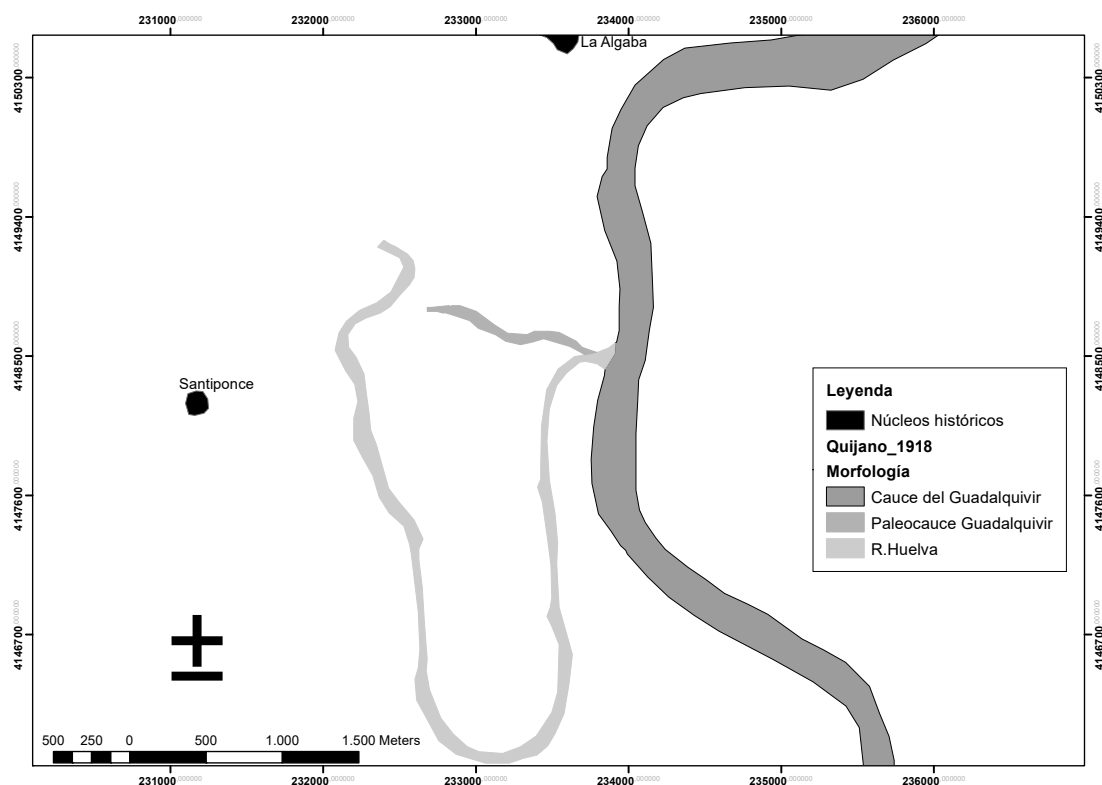
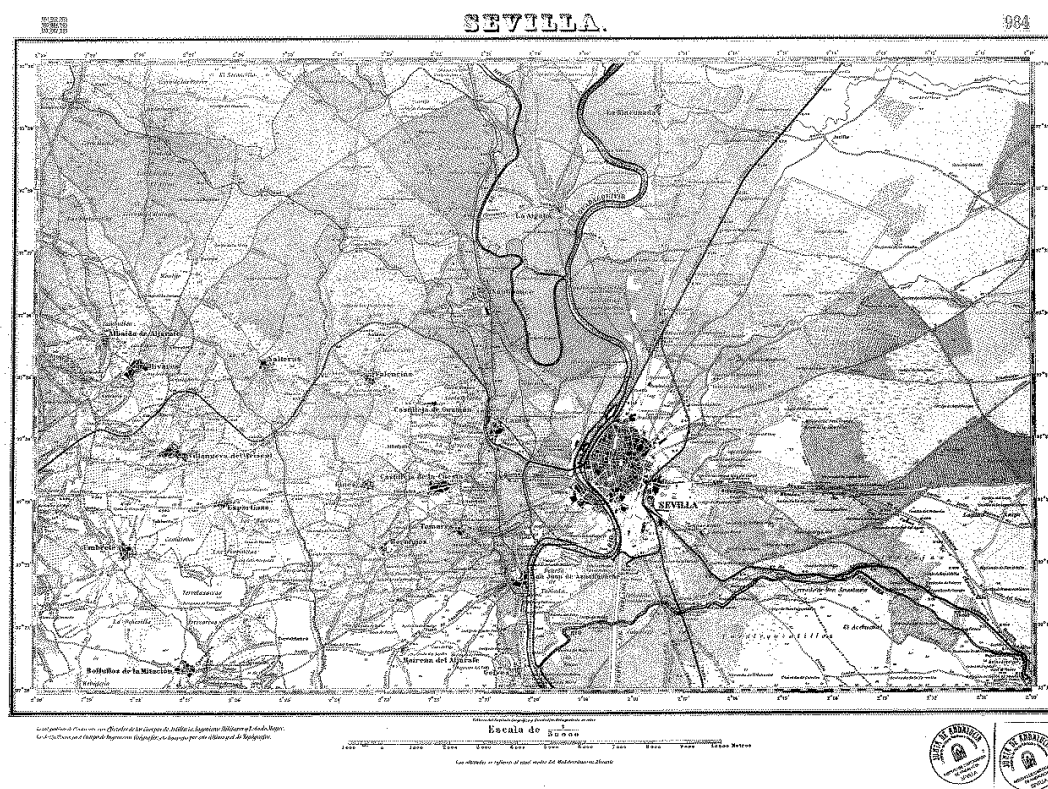


Figura 9.9: Reconstrucción del trazado para comienzos del siglo XX, a partir de la cartografía geomorfológica y el Mapa Topográfico Nacional (MTN, 1918). Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007

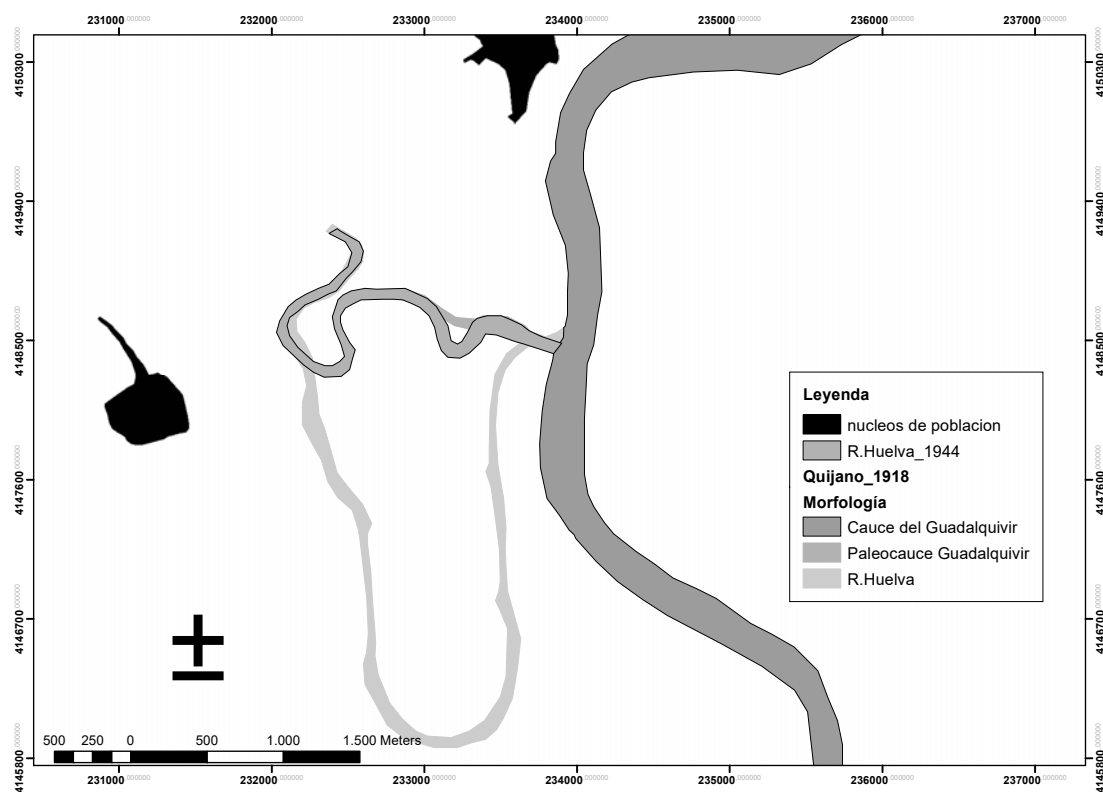
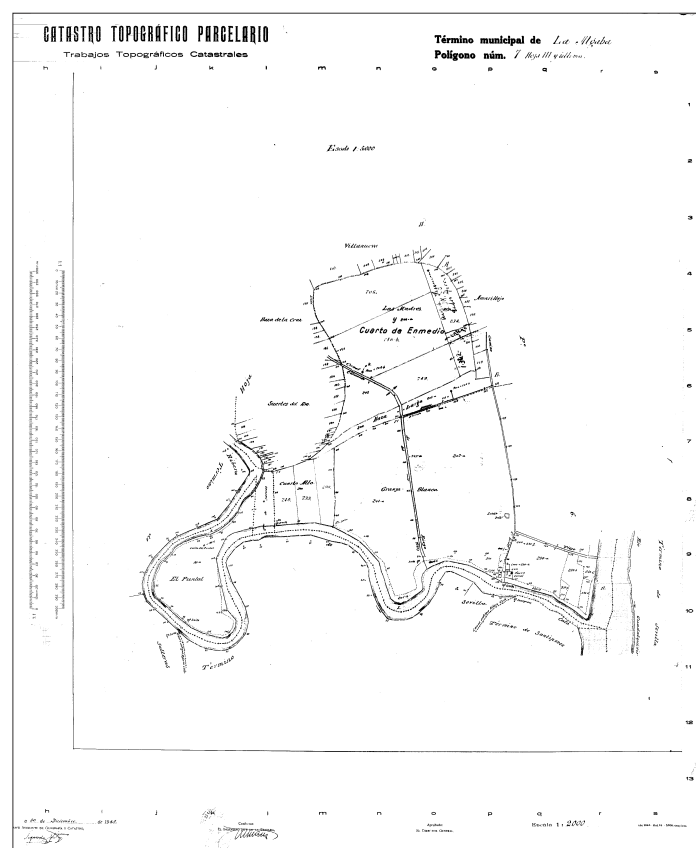


Fig. 9.10: Reconstrucción del trazado a mediados del siglo XX a partir de la cartografía geomorfológica y el Plano del Catastro topográfico Parcelario (1944). Fuente: ICA, Junta de Andalucía, 2007

paleocauce de mayor elongación, para retomar el cauce de entrada a esta morfología, más incido en la llanura, de mucho menor recorrido y mucho más rectilíneo. Con ello, el río Rivera de Huelva adapta su tramo de desembocadura al paleocauce del Guadalquivir de finales de siglo XVIII, lo que explica que para mediados del siglo XX cuente con un meandro cercano al estrangulamiento.

A partir de todo lo anterior, podemos concluir que el río Guadalquivir conserva la funcionalidad hidrológica ordinaria del paleocauce de Quijano desde comienzos de siglo XIX hasta al menos, mediados del siglo XX; esto es, desde su estrangulamiento hasta que el río Rivera de Huelva se adapta al ramal de entrada de finales del XVIII.

9.3.3. Consolidación de cauces en la segunda mitad del siglo XX e inicios del siglo XXI

La consolidación que experimenta el cauce activo del Guadalquivir a mediados del siglo XX tiene su explicación en las numerosas obras de infraestructuras que desde finales del siglo XVIII se venían acometiendo en el cauce principal del Guadalquivir, aguas abajo de Sevilla, con motivo de la falta de calado del río para la navegación; y que para mediados del siglo XX habían generado una reducción del eje fluvial de 40km, el aumento de la pendiente y la profundidad del río en su tramo estuarino, una menor movilidad lateral del cauce, disminución de la frecuencia de desbordamientos y mayor rapidez en la transmisión de los efectos de la marea (*Vid. 4.2.2*).

A este respecto, la cartografía geomorfológica elaborada para el año 1956 (Fig. 9.11) evidencia la desaparición de las áreas de sedimentación en los meandros, tan característica de comienzos de siglo, así como de las barras de canal. En concreto, en la zona de estudio, tan sólo se identifica una barra que para el momento se encuentra anexada a la margen derecha y desconectada del caudal ordinario, estando prácticamente estabilizada por la vegetación.

Esta tendencia a la incisión también se aprecia en el tramo de confluencia del río Rivera de Huelva, a juzgar por la identificación en la zona de hasta tres pequeños niveles de terraza. El primero de ellos, el nivel de terraza Th2,

localizado no sólo en el río Rivera de Huelva sino también en el meandro de Quijano y en el cauce activo del Guadalquivir, indica la funcionalidad de ambos brazos tras el estrangulamiento; por lo que estaría marcando la fase de transición entre el estrangulamiento y el abandono del meandro. En consecuencia, el nivel de terraza Th2 no estaría asociado a la dinámica propia del río Rivera de Huelva sino a la del Guadalquivir en su proceso de rectificación y posterior abandono.

Por el contrario, la Th3, en fase de formación para el momento, es reconocible tanto en el tramo de confluencia del río Rivera de Huelva (nivel de point-bars) como en el del Guadalquivir (nivel de orilla de margen convexa), aunque en este caso con carácter local. Ello hace pensar en una dinámica lateral de progradación local de meandros del afluente, en su proceso de adaptación al antiguo cauce del Guadalquivir; así como en una dinámica de escasa movilidad lateral en el Guadalquivir. Mientras que la identificación del fondo del paleocauce como un nivel Th3 estaría indicando la última fase en el abandono del meandro de Quijano, que seguirá colmatándose progresivamente cada vez que retome su funcionalidad en momentos de avenidas.

En esta evolución del tramo de confluencia, el cauce actual del Rivera desarrolla varios meandros, el meandro del Puntal y el meandro El Aluvión, que adquieren cierta complejidad al evolucionar el primero en sentido contrario al sentido del valle y propiciar el inminente estrangulamiento del segundo; que a su vez evoluciona desmantelando localmente la terraza holocena TH2. Para entonces, esta migración aguas arriba del meandro del Puntal propicia un cuello de meandro de algo más de 20 m.

La evolución de los arcos de meandro contraria al sentido del valle, reconocible en otros sectores del Guadalquivir en su tramo continental, está vinculada por lo general al confinamiento parcial que infieren al cauce los potentes escarpes de las terrazas superiores. En este sector, son los escarpes de las terrazas Th1 y TH2 los que propician el confinamiento parcial a la evolución de los arcos de meandro del Puntal y El Aluvión, respectivamente; desmantelando en su evolución al estrangulamiento el nivel de terraza Th2 (Fig. 9.11).

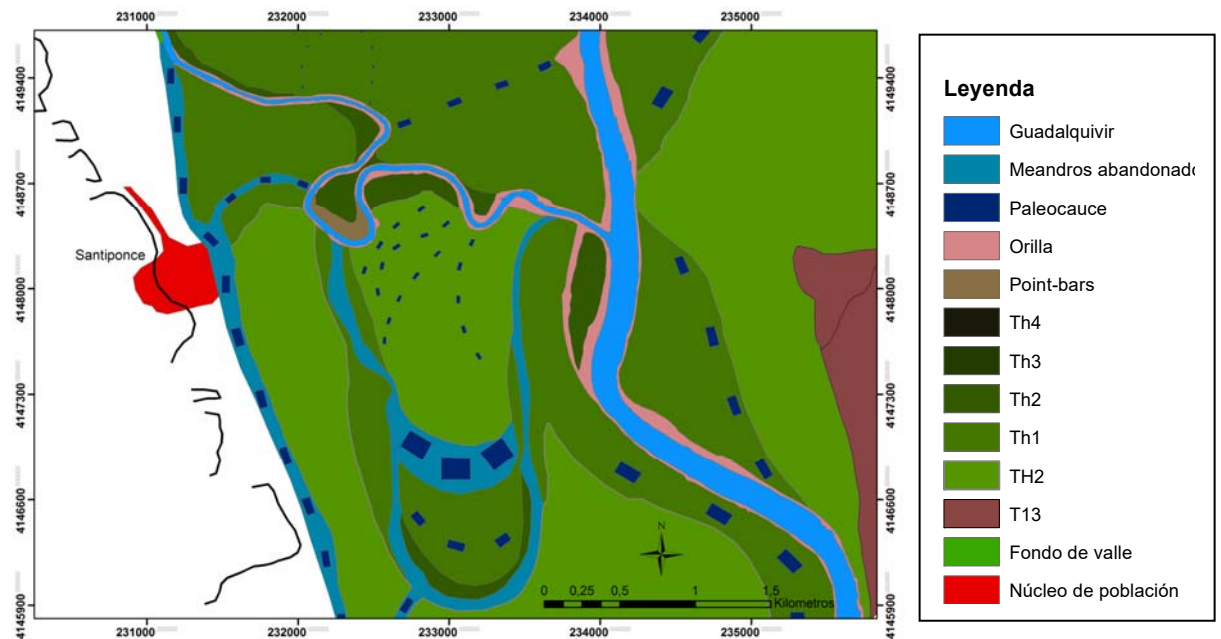


Figura 9.11: Mapa geomorfológico del meandro de Quijano en el año 1956

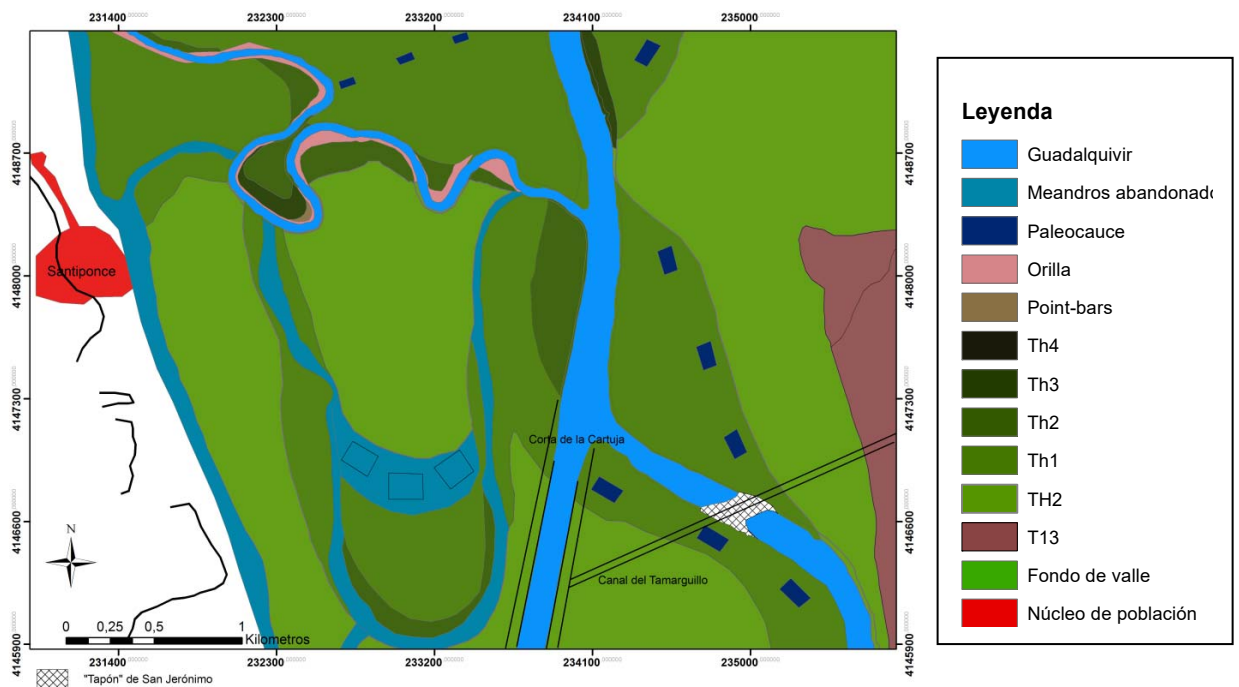


Figura 9.12: Mapa geomorfológico del meandro de Quijano en el año 1985

Las actuaciones llevadas a cabo en la segunda mitad del siglo XX, tras las avenidas de 1963, de las que destacamos la corta de la Cartuja por la influencia que tiene en la configuración geomorfológica del meandro de rectificación, supone 12 km de nuevo cauce que arranca inmediatamente aguas abajo de la confluencia del río Rivera de Huelva y el Guadalquivir. Con ello, se elimina el antiguo aterramiento de la década de los cuarenta (Tapón de Chapina) que impedía el tránsito fluvial por el casco histórico de la ciudad de Sevilla; y se recupera el río como parte integrante del paisaje urbano, alejando definitivamente el río funcional de las inmediaciones de Sevilla (Fig. 9.12).

A nivel geomorfológico (Fig. 9.13), la eliminación de este nuevo bucle de meandro supone el afianzamiento de la incisión del lecho no sólo en el Guadalquivir sino también en su afluente, consolidándose en ambos casos para la década de los ochenta el nivel Th3. Así, un río como el Guadalquivir que históricamente se caracterizaba en la zona de estudio por su amplio cauce y su tendencia a la agradación, desarrollando un meandro de gran longitud de onda axial y amplitud de onda; pasa a configurar en la actualidad un meandro de pequeñas dimensiones y restringido por fuertes taludes (8-10 m), en los que predomina movimientos muy locales. Mientras, en el río Rivera de Huelva se mantiene la tendencia a la divagación lateral de sus meandros que llega a consolidar, en el primer decenio del siglo XXI, un nuevo nivel (Th4) local y vinculado a la progradación local de los meandros.

De igual modo, los dragados reiterados para preservar la navegabilidad del río junto con el efecto de los embalses han favorecido, una vez, más la reactivación de los procesos erosivos sobre el lecho del Guadalquivir, llegando a acarrear en la actualidad problemas de descalce en las infraestructuras viarias localizadas sobre el cauce funcional del Guadalquivir (Foto 9.1).

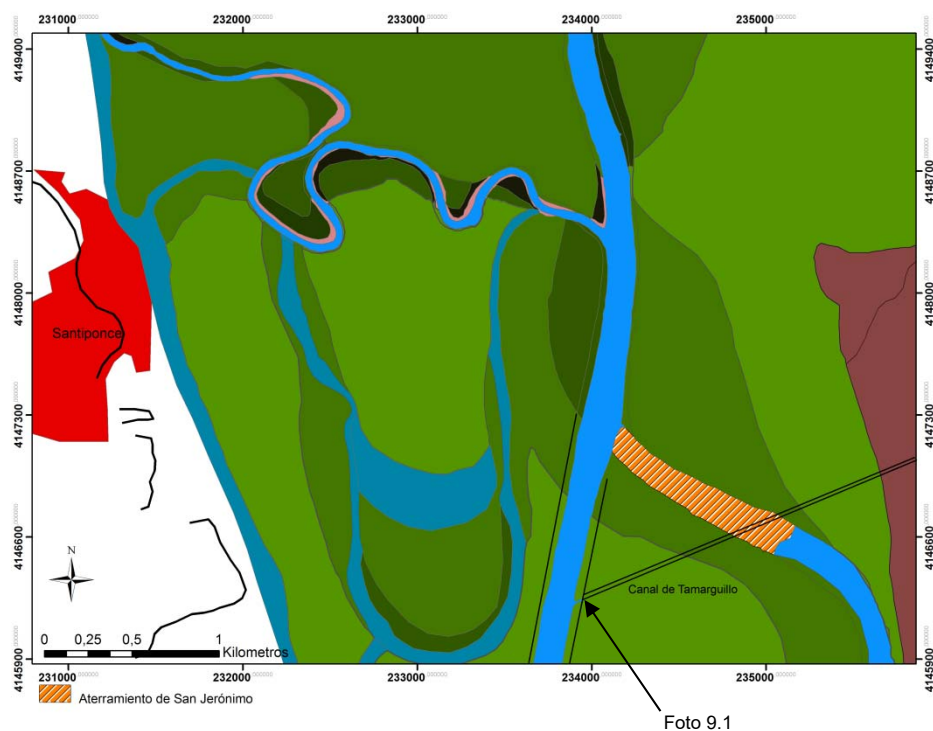


Figura 9.13: Mapa geomorfológico del meandro de Quijano en 2010



Fig. 9.1: Exhumación de pilas y pilotes del puente sobre el arroyo Tamarguillo en su confluencia con el Guadalquivir, 2 km aguas debajo de la confluencia del Rivera de Huelva y el Guadalquivir. Autor: García Martínez, septiembre de 2003

A pesar de ello, los cambios más notorios entre 1956 y 2010 los encontramos en el tramo bajo del río Rivera de Huelva, antes de su confluencia con el Guadalquivir. Un estudio más detallado de la evolución de los arcos de estos meandros pone de manifiesto lo siguiente:

a) En el primer periodo, de 30 años, se detecta una tendencia a la migración lateral de forma generalizada en todo el tramo, si bien, es especialmente destacable en tres sectores (Fig. 9.14):

- Meandro de El Aluvión: en este caso, el punto de máximo ataque erosivo se localiza hacia el SW, deformando aún más la curvatura de mediados de siglo. En su progradación hacia el SW irá desmantelando localmente el nivel de terraza holoceno TH2 del paleomeandro de Quijano a un ritmo de ± 2 m/año.
- Meandro del Puntal: este meandro, contracurva del anterior, evoluciona en sentido contrario al sentido general de la corriente, y prograda hacia el NE. Con él irá desmantelando el cuello de meandro de El Aluvión que para entonces tiene una anchura en su base de ± 27 m; lo que supone una reducción de ± 14 m respecto a 1956 a una tasa de $\pm 0,4$ m/año.
- Meandro “de salida”: en él se detectan movimientos de extensión creciente y rotación aguas abajo, lo que genera una curvatura de mayor amplitud de onda.

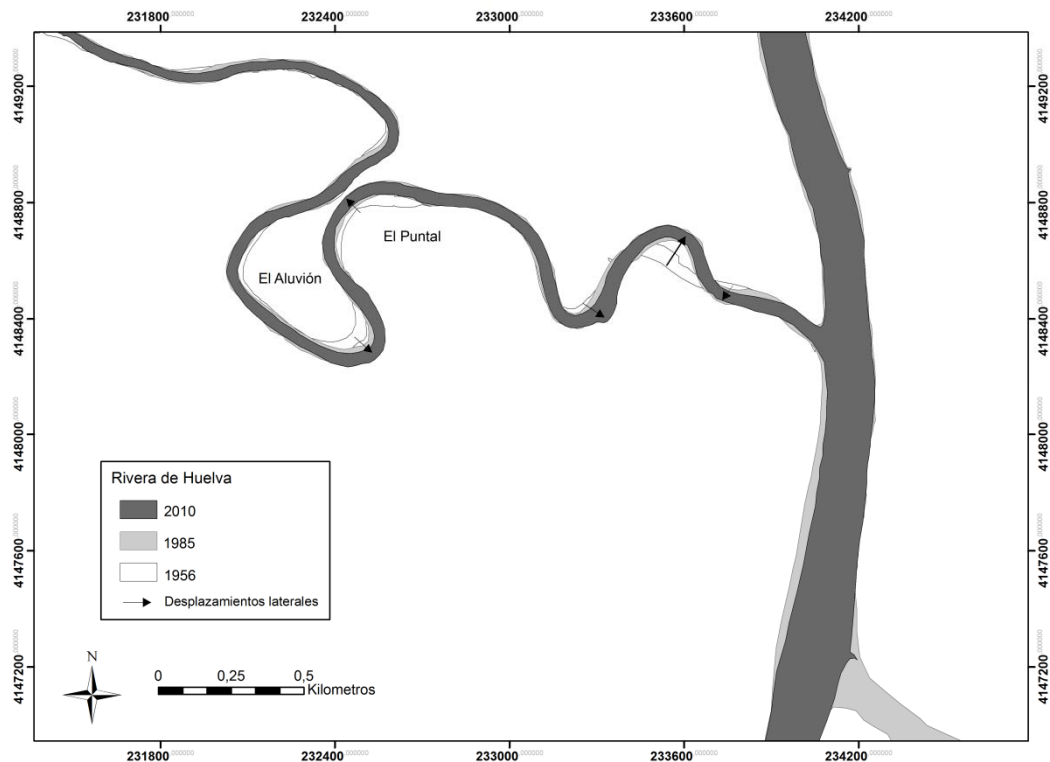


Figura 9.14: Cambios en el trazado del tramo Bajo del río Rivera de Huelva entre 1956 y 2010

b) En el segundo periodo, de 25 años, se mantiene la dinámica lateral descrita en el periodo anterior, aunque tan sólo es especialmente acentuada en los meandros El Aluvión y el Puntal (Fig. 9.14):

- Meandro de El Aluvión: en este caso se mantiene la erosión lateral en el mismo punto, desmantelando localmente la TH2, aunque a un ritmo mucho más lento que en el periodo anterior ($\pm 0,4$ m/año).
- Meandro del Puntal: mantiene igualmente su punto de desplazamiento hacia el NE, manteniendo así la tendencia en el movimiento hacia el estrangulamiento del meandro de El Aluvión, aunque en este caso también a un ritmo mucho más lento que el descrito con anterioridad. Para 2010 el cuello de meandro, medido desde la lámina de agua, dista tan sólo 20 m para ejecutarse el estrangulamiento, lo que supone una reducción del mismo del orden de $\pm 0,2$ m/año.

Esta dinámica diferenciada que se manifiesta en una ralentización del proceso de migración local de los meandros en la desembocadura del río Rivera de Huelva para comienzos del siglo XXI, podría responder a un incremento de la incisión en la zona asociada a la actuación antrópica llevada a cabo tanto en el Guadalquivir como en la cuenca del río Rivera de Huelva, desde la segunda mitad del siglo XX. Así, junto a las actuaciones descritas en el bajo Guadalquivir, la cuenca del río Rivera de Huelva casi cuadruplica la capacidad de agua embalsada a lo largo del siglo XX; pasando de 117 hm³ (dos embalses) en la década de los cincuenta, a 246 hm³ (3 embalses) en la década de los setenta y a 456 hm³ (5 embalses) a finales de siglo.

10. INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Los cuatro meandros analizados presentan una evolución que se remonta al Holoceno y que geomorfológicamente combinan, momentos en los que domina la expansión y el desplazamiento de los meandros, con una progresiva consolidación de la llanura aluvial; con otros en los que tiene lugar su rectificación como cambio más abrupto en el trazado fluvial. Es este último caso el que se manifiesta en los meandros de Quijano, Cantillana y la Barca de Alcolea, en todos ellos condicionados por la confluencia en el Guadalquivir de afluentes importantes, como son el río Corbones, Viar y Rivera de Huelva. El mecanismo de rectificación difiere entre ellos, siendo por estrangulamiento en el caso del meandro de Quijano y por acortamiento mediante desbordamiento en los casos de Cantillana y la Barca de Alcolea. Este último proceso, es generalizable al resto de los meandros del tramo continental, detectándose siempre en su ejecución la utilización de cauces antiguos de forma gradual en el tiempo.

En el caso de Alcolea es posible inferir su existencia desde el final del periodo Subboreal, si bien el funcionamiento fue episódico hasta finales del siglo XIX, a partir del cual se constata su actividad de manera permanente. El de Quijano presenta una evolución progresiva hacia el estrangulamiento, al menos, desde comienzos del siglo XVIII, ejecutándose el proceso entre finales del siglo XVIII e inicios del XIX; mientras que el de Cantillana es mucho más reciente, de mediados del siglo XX, aun cuando pudiera remontarse también a mediados del

siglo XIX su funcionamiento episódico. Sin duda, la identificación de estas rectificaciones de trazado en torno al siglo XIX está relacionada con el periodo de mayor actividad hidrológica del río Guadalquivir y que corresponde con el final de la Pequeña Edad del Hielo.

La fase de transición, durante la cual funcionan los dos brazos tras la rectificación y el posterior abandono de uno de ellos, cabe entenderla de larga duración en el caso de Alcolea, esto es con rango temporal de centenas de años; mientras que en el de Quijano y Cantillana dicho proceso se registra en un periodo de tan sólo decenas de años motivado por una fuerte presión antrópica que reactiva los procesos erosivos en el cauce activo. En el caso del meandro de Quijano, es la ejecución de cortas en el tramo principal del río, como motivo de la falta de calado del río para la navegación desde el siglo XVIII, la responsable del incremento de la incisión en el cauce activo y en consecuencia, del abandono total de la paleomorfología. En Cantillana, la responsable es la construcción de la presa de Cantilla en 1956, que irá dejando sobreelevada la antigua morfología, respecto al nuevo nivel de base; mientras que las altas tasas de sedimentación por limos y la acción de los agricultores, impulsaron rápidamente la desecación y el drenaje del paleocauce con fines agrícolas.

En el meandro de Tocina, por contra, domina desde su génesis los movimientos de expansión asociados a los desplazamientos laterales del río, estando relacionada la definición de sus cauces con la colmatación de la llanura aluvial, al menos, desde el siglo XVI. Momento, a partir del cual se detecta una tendencia a la acreción vertical con fosilización de un antiguo nivel de llanura de inundación surcado por cauces fluviales colmatados por arenas y limos desde el siglo XVIII. Asimismo, este tipo de meandro refleja el mecanismo de evoluciones locales en los meandros, con desarrollo de loops secundarios y deformación de los meandros. En este caso, la evolución es en sentido contrario a la dirección de la corriente, como consecuencia de un cambio de trazado en la confluencia del río Rivera de Huéznar; que a partir del siglo XIX pasa a desembocar al Guadalquivir también en sentido contrario a la corriente.

La evolución actual de los cuatros meandros refleja perfectamente los cambios

que experimenta el Guadalquivir en su dinámica fluvial a lo largo de su tramo Bajo, caracterizada en unos casos por procesos de incisión y escasa movilidad lateral, y en otros por procesos de agradación y desplazamiento lateral del cauce. Así, mientras que los meandros de Quijano y Cantillana reflejan una escasa movilidad lateral vinculada a la progresiva incisión local asociada a las presas de Alcalá y Cantillana, entre otros; los meandros de Tocina y Alcolea en los que se manifiesta agradación en el cauce, muestran una mayor movilidad lateral en su trazado.

En cuanto al registro geomorfológico de la llanura, el tramo Bajo del Guadalquivir queda representado según las zonas, por seis o siete niveles de terrazas, de las cuales las tres superiores (T13, TH1 y TH2) generalizadas en todo el tramo de estudio, representan el final del Pleistoceno y todo el Holoceno; mientras que en las inferiores, destaca por su continuidad espacial en las márgenes convexas de los meandros la Th1 de génesis histórico. El resto de niveles, Th2, Th3 y Th4 se consolidan en la segunda mitad del siglo XX, según el cuadro adjunto (Cuadro), en relación con fondos de cauce, deformaciones puntuales de los meandros y disminución en la anchura de los cauces.

En ella domina una evolución desde cauces múltiples, someros y con abundante carga detrítica gruesa, hasta cauces únicos e incididos respecto a la llanura sobre la que se depositan materiales finos a partir del Holoceno Medio. Cierra la evolución fluvial en momentos históricos y contemporáneos la expansión y consolidación de los meandros con deformaciones locales. En consonancia con lo anterior, los aluvionamientos se disponen a partir de una potente incisión que configura la T13 en el tránsito Pleistoceno-Holoceno, como inicio de la construcción de la llanura. A partir de esto cabe presuponer, aún cuando faltan datos de sondeos que pudieran considerarse definitivos, un dispositivo aluvial embutido en los pavimentos de gravas del Pleistoceno Superior.

En cuanto al Holoceno, los niveles de terraza se disponen unos sobre otros en posición imbricada con un progresivo predominio de materiales finos (limos y arenas). La conformación del primer nivel TH1 responde a una incisión, que entendemos se produce en el Holoceno Superior, mientras que el nivel siguiente

(TH2) se configurará en la continuidad migratoria de las curvaturas del cauce principal, consolidadas a partir de la incisión de la antigüedad clásica. En cuanto a época histórica, ésta queda representada por una nueva terraza (Th1) asociada a la movilidad y deformación de los meandros con superposición de sedimentos, al menos desde el siglo X.

De esta secuencia general de la Th1, se desprende la existencia de una última incisión general en el tramo, durante los siglos XVII-XVIII, coincidiendo con la última pulsación climática a más húmedo en la Europa Meridional (Pequeña Edad del Hielo) y que a nivel de morfogénesis fluvial se manifiesta en el incremento del número de avenidas (PROBST, 1989; DIAZ DEL OLMO y BORJA BARRERA, 1991; GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA ESCUDERO, 1997). En el tramo estuarino, dicha incisión estaría condicionada también por las actuaciones antrópicas que comienzan a acometerse en el cauce del Guadalquivir a finales del siglo XVIII y que se mantienen hasta la actualidad. El resto de los niveles, Th2, Th3 y Th4 son claramente subactuales en relación a meandros abandonados y pérdida de anchura del cauce principal como consecuencia del control antrópico; especialmente detectable en el tramo continental del bajo Guadalquivir.

Por último, la funcionalidad de la llanura no es homogénea en todo el tramo. Así, los paleomeandros ubicados en el tramo continental seguirán recobrando su funcionalidad en máximos hidrológicos extremos, sobre todo, el paleomeandro de Cantillana, al quedar sobreelevado 4m respecto al nuevo nivel de base que aporta el embalse de Cantillana; mientras que el ubicado en el tramo continental queda al margen de cualquier funcionalidad hidrológica al estar casi 10m sobreelevado respecto al cauce activo del Guadalquivir.

CUARTA PARTE: CAMBIOS HIDROMORFOLÓGICOS EN LOS AFLUENTES GUADALBARCAR, RIVERA DE HUÉZNAR Y RIVERA DE HUELVA

En términos generales, las cuencas que se insertan en el contexto de Sierra Morena han sido reiteradamente caracterizadas por su constitución litológica, fundamentalmente silícea, con predominio absoluto de rocas plutónicas, metamórficas y eruptivas (HERNANDEZ PACHECO, 1955; SOLÉ SABARÍS, 1987). De ahí su asignación hidrológica a la categoría de cuencas de escasa permeabilidad y alta escorrentía superficial (SOLÉ SABARÍS, 1987; SALA SANJAUME, 1989).

Sus redes fluviales marcan una doble componente en su tipología (HERNANDEZ PACHECO, 1955): una red fluvial de curso único y disposición pennada de sus afluentes, caso del río Guadiato, río Viar, etc; y otra de ramificación compleja, en disposición flabelada, y con varios cursos fluviales de análoga categoría en recorrido y caudal, como es el caso de los ríos Guadalmellato y Rivera de Huelva. Todo lo anterior explica la singularidad de la mayoría de estas cuencas en cuanto a estar drenadas por ríos cortos, con escaso desnivel en su perfil longitudinal y caudales débiles o modestos, aunque muy irregulares, procedentes de la vertiente poco lluviosa de Sierra Morena.

Desde un punto de vista geomorfológico el único rasgo que, hasta ahora, en la bibliografía las define en el ámbito regional es la fuerte dinámica remontante que afecta desigualmente a los colectores mariánicos, en un entorno general dominado por la prolongación de las superficies fundamentales de la Meseta (SOLÉ SABARÍS, 1952; 1987). En este sentido, mientras que en los cursos orientales se han rejuvenecido fuertemente las topografías postpliocenas y pretriásicas (BIROT y SOLÉ SABARÍS, 1959); en la unidad central de Sierra Morena, son los tramos inferiores los que se activan por la dinámica erosiva-regresiva que acompaña la incisión general del Guadalquivir durante el Cuaternario, como nivel de base regional (DÍAZ DEL OLMO y RODRÍGUEZ VIDAL, 1989; RECIO et al., 1993; BAENA, 1993).

Desde una perspectiva hidrológica general, estos ríos también quedarían englobados en lo que MASACHS definió en 1948 como régimen Pluvial Subtropical; caracterizado por un modelo de esorrentía media anual condicionado estrictamente por el régimen de las precipitaciones y por lo tanto, con pluviogramas e hidrogramas semejantes. El matiz subtropical se lo confiere, al igual que en el Guadalquivir, la variabilidad anual con un pico muy destacado en diciembre y otro en febrero, coeficientes generalmente superiores a 2 y separados por una inflexión de enero que se acentúa fuertemente en los ríos del sur aunque sin bajar mucho el valor modular; mientras que el estiaje de verano alcanza, por lo general, valores entre 0,2 y 0,005 y aún menos, prolongándose en el tiempo. Sin embargo, la progresiva creación de embalses de regulación que tiene lugar en la cuenca del río Guadalquivir, a partir de la segunda mitad del siglo XX (*Vid. 4.2*), sobre todo en los afluentes de la vertiente mariánica; puede estar alterando sus características hidromorfológicas de la misma manera que se ha puesto de manifiesto en el Guadalquivir (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001).

Abordamos, por tanto, el estudio de tres ríos mariánicos cuyas cuencas presentan características muy dispares en cuanto a tamaño, configuración morfoestructural y grado de alteración antrópica; que confluyen, a su vez, en tres sectores del Guadalquivir diferenciados por su dinámica hidromorfológica actual: el río Guadalbarcar aguas abajo de la presa de Peñaflor, donde predomina la incisión; el río Rivera de Huéznar aguas arriba de la presa de Cantillana, en el que el Guadalquivir presenta tendencia a la sedimentación; y el río Rivera de Huelva aguas abajo de la presa de Alcalá del Río, donde el Guadalquivir alcanza la mayor incisión respecto a la llanura de todo su tramo bajo.

11. CAMBIOS EN EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE LOS RÍOS GUADALBARCAR, RIVERA DE HUEZNAR Y RIVERA DE HUELVA

11.1. RÍO GUADALBARCAR

11.1.1. Características generales de la cuenca del Guadalbarcar

El río Guadalbarcar, de algo más de 50 km de longitud, nace en las estribaciones más meridionales de Sierra Morena, a 750 m de altitud y desemboca en el río Guadalquivir por su margen derecha a escasos kilómetros aguas arriba del municipio de Lora del Río. En su recorrido desarrolla una pequeña cuenca de algo más de 279 km², la cual se inserta en un 90%, en el zócalo Paleozoico.

Su topografía ondulada, se caracteriza por su escasa altitud sobre la que destaca el cerro de Gibarrayo (749 m) y el cerro del Negrillo (892 m) que definen los interfluvios al NW de la cuenca, compartiéndolos con la cuenca del río Rivera de Huéznar (Fig. 11.1). Al Sur, la topografía desciende gradualmente hasta la posición del embalse de José Torán en cuya transversal el río se encaja dejando sobre elevada unos 200 m el nivel general del relieve (Cerro Vera, 394 m), pareciendo cerrar la cuenca en este punto. Aguas abajo y hasta su desembocadura, el río irá encajándose y disectando las terrazas medias y bajas del Guadalquivir.

A nivel geológico (Fig. 11.2.), existe un claro predominio de rocas metamórficas y carbonatadas del Cámbrico Inferior, como son las series de pizarras, grawacas, cuarcitas y calizas; a las que acompañan el único yacimiento Silúrico de la cuenca, localizado en el Cerro del Hornillo, a medio camino sobre la carretera de Constantina a Puebla de los Infantes. Según el IGME (1980) correspondería a un sinclinal pinzado, limitado al Sur por las crestas de Lozana y al Norte por las calizas del Cámbrico Inferior. Se identifica además un yacimiento de rocas volcánicas que se localiza a modo de filón concordante con la dirección principal NW-SE de la cuenca; y parte de la

intrusión granítica de El Pedroso que mantiene en la zona la misma dirección predominante.

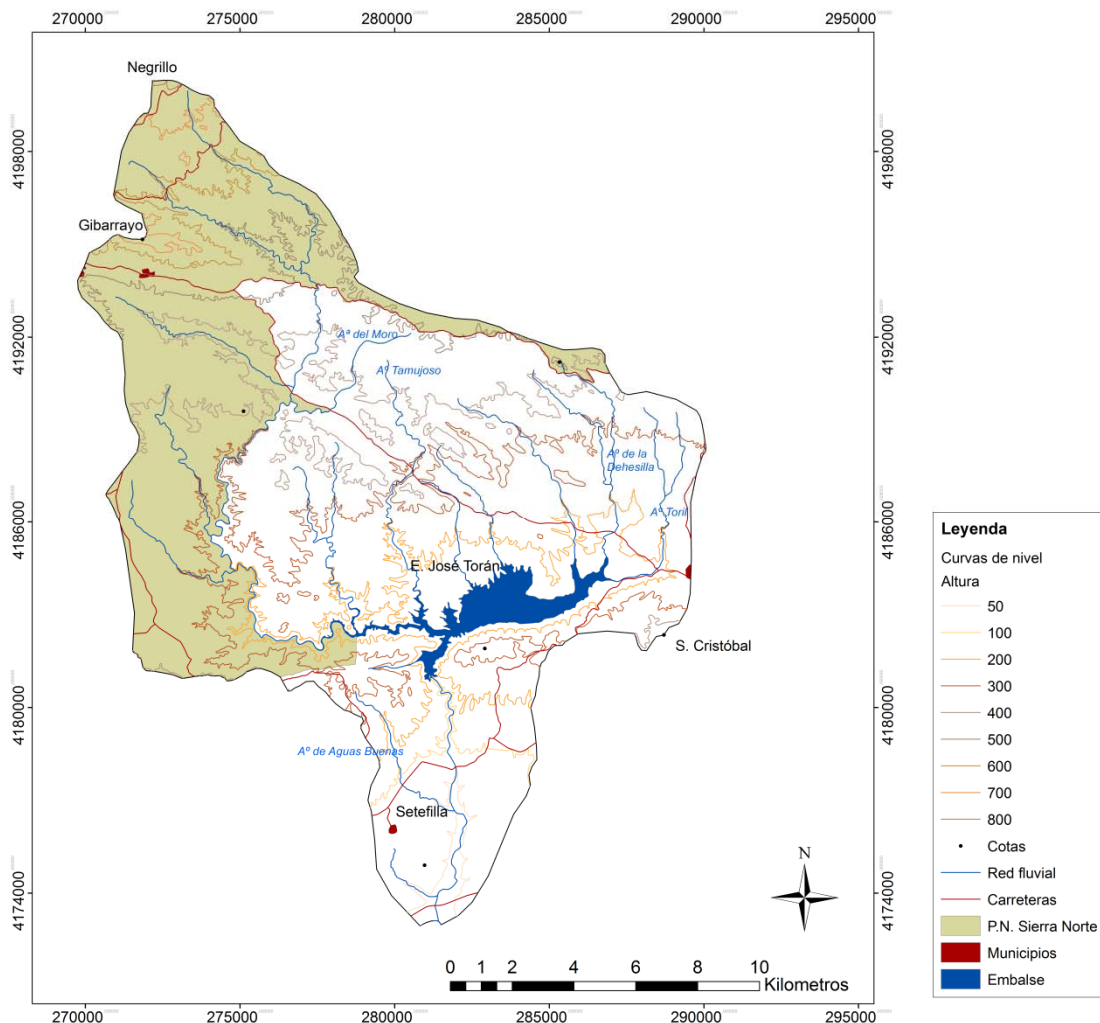


Figura 11.1: Topografía y red hidrográfica de la cuenca del río Guadalbarcar. Fuente: Mapa Digital de Andalucía, E. 1:100.000

La secuencia estratigráfica se completa con los depósitos de borde del Mioceno que se extienden tanto por el Este, en el entorno de la Puebla de los Infantes, como por el Sur de la cuenca. Estos se presentan integrados, de manera general, por areniscas bien estratificadas en bancos y cementadas por carbonatos al Este. Al Sur, en cambio, aflora una formación especialmente margo-arcillosa (Tortonense), compuesta en su parte inferior, de margas muy

arcillosas azules y grises que a techo toman colores ocre con finas intercalaciones de areniscas arcillosas ferruginosas que nos indican el comienzo de la regresión (IGME, 1980).

Desde un punto de vista estructural, el zócalo se encuentra fracturado por dos grandes fallas regionales de orientación hercínica (NW-SE) y rejuvenecidas por la neotectónica post-miocena, que atraviesan la cuenca, como son la falla Vendoval-El Pintado-Constantina y la de la Fundición de la Plata; ambas acompañadas de todo un sistema de fallas locales subparalelas o conjugadas. Entre ellas, destacamos las localizadas en la transversal donde se ubica el embalse de José Torán que con orientación WNW-ESE y NE-SW condiciona la configuración de la red fluvial del río Guadalbarcar en su tramo medio. Así, la cuenca adquiere una configuración morfométrica compleja con dos ejes predominantes: el eje mayor con dirección NNW-SSE y el menor con dirección E-W, condicionado por el sistema de fracturas locales, que rompe la regularidad de la cuenca. Pese a ello, la razón de elongación ($R_e=0,3$) y la amplitud de la cuenca ($A_c=3,5$) infiere una adaptación general de ésta a las características litológicas del Guadalbarcar, predominantemente impermeables, silíceas y resistentes.

Por otro lado, estas características litoestructurales configuran una tipología de red con un patrón también complejo, aunque integrada, de manera general en el dendrítico de orden 3. La presencia de trazados claramente paralelos en cabecera, muestra cierta dependencia estructural de orientación hercínica NW-SE, aportando a su tramo alto una tipología más de carácter subdendrítico. Mientras que en su tramo medio, la red pasa a configurar una forma en “peine”, en la que los distintos segmentos fluviales se encuentran por lo general inadaptados a la estructura a excepción de sus tramos de cabecera, cortando transversalmente las unidades y confluyendo con ángulos de 90° ; y en la que el cauce del Guadalbarcar adquiere un sentido claramente W-E, para pasar a otro N-S, en su tramo bajo o de confluencia con el Guadalquivir.

Por su parte, el cauce principal, de más de 50 km de longitud salva un desnivel de 670 m hasta su confluencia con el Guadalquivir, configurando un perfil

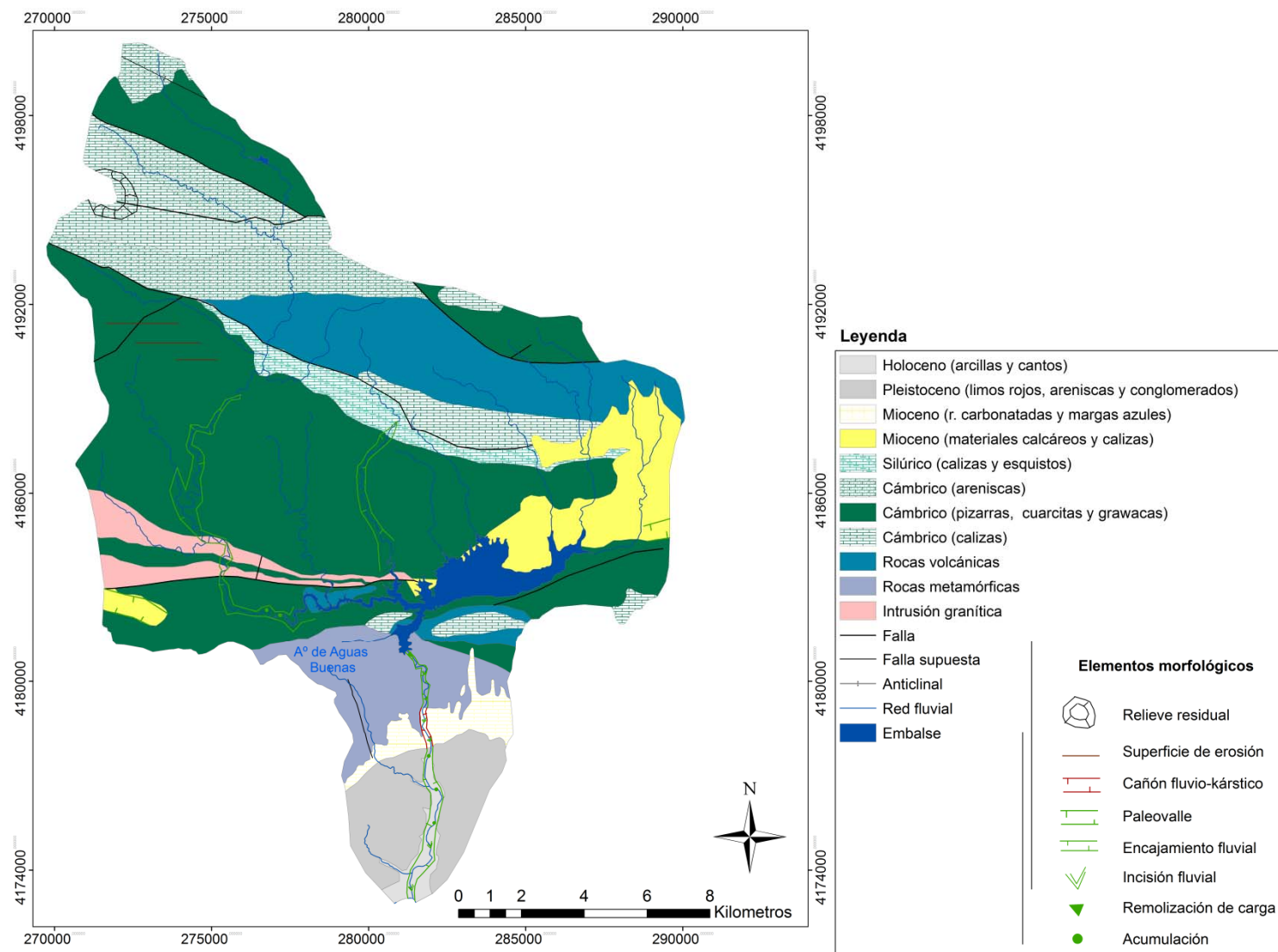


Figura 11.2: Mapa geológico de la cuenca del río Guadalbarcar con características lito-estructurales y morfológicas. Elaboración propia. Fuente: Mapa Geológico 1:200.000 y 1:50.000 (IGME, servicio WMS)

longitudinal de alta pendiente media (1,4%) y una curva que se aleja del perfil de equilibrio teórico (Fig.11.3). A nivel de detalle (Fig.11.3), este presenta varias rupturas de pendiente que vienen condicionadas tanto por el contraste litológico como por el rejuego tectónico de las grandes fracturas hercínicas (Fallas del El Vendoval-el Pintado y de la Fundición de la Plata), así como por la posición de un antiguo nivel de base del Guadalbarcar. En este sentido, se identifica un pasillo morfológico a la altura del embalse, que pudiera estar relacionada con paleoredes concordantes a la estructura con dirección ENE-WSW que fueron capturados por colectores de dirección N-S remontante desde el valle del Guadalquivir. Esto podría quedar reflejado, no sólo en el codo de captura y la ruptura de pendiente localizada a 24km de su desembocadura con el Guadalquivir (Fig.11.3); sino también en el paleovalle de fondo plano colgado a unos 300 m. De la misma manera, la red evoluciona en su vertiente Este en lo que corresponde al arroyo Toril.

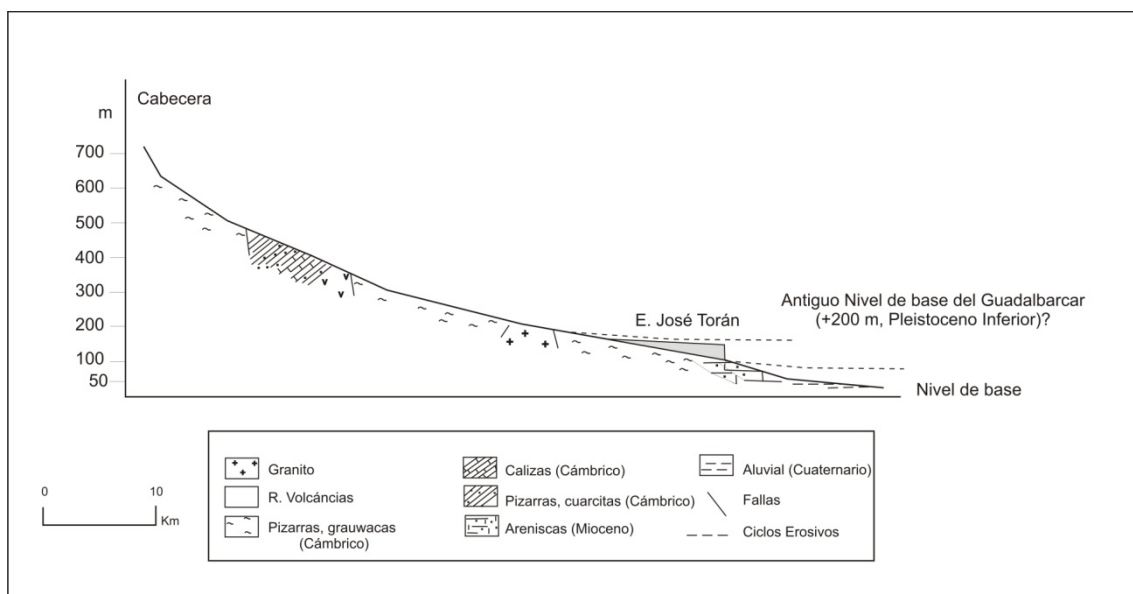


Figura 12.3: Representación del perfil longitudinal del río Guadalbarcar con esquema indicativo de las variaciones lito-estructurales y su relación con las pendientes y posibles antiguos niveles de base.

Al igual que en el caso anterior, la incorporación a la red mediante un codo de 90° unido a la identificación de un paleovalle colgado también a unos 300 m en el entorno de la Puebla de los Infantes, infiere la captura de la red del arroyo

Toril por parte del Guadalbarcar que la desgaja del sistema del Retortillo. La evolución posterior del tramo principal del Guadalbarcar, en sentido N-S parece marcar un nuevo ciclo erosivo que, tras su potente encajamiento en los materiales carbonatados del Tortonense (Foto 11.1), estaría vinculado a la evolución cuaternaria del Guadalquivir.



Foto 11.1: Cañón fluvio-kárstico del río Guadalbarcar sobre materiales carbonatados del Tortonense. Autor: García Martínez, agosto de 2004

En lo que respecta a las características morfométricas de la red actual, queda definida por una relación de bifurcación media $R_b = 4,25$, lo que implica, *a priori*, una escasa jerarquización y por lo tanto una rápida concentración y evacuación del flujo de avenida en condiciones naturales. Estimado el tiempo de concentración a través de las fórmulas más utilizadas en España (MOPU, 1990) y en la literatura hidrológica, como son las de Témez (1) y Kirpich (2); el tiempo de concentración del Guadalbarcar sería entre 6 y 8 horas. Este sería el tiempo que tarda en llegar a la salida de la cuenca el agua que procede del

punto hidrológicamente más alejado; y el momento a partir del cual la escorrentía es constante (WANIELISTA *et al.*, 1977).

$$Tc = 0.3 \left(\frac{L}{S^{1/4}} \right)^{0.76} \quad (1)$$

$$Tc = 0.0195 \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0.385} \quad (2)$$

A estas condiciones se le une el hecho de que la cuenca del Guadalbarcar recibe una precipitación media estimada en 838,4 mm (1977-1997). Su cálculo ha sido posible mediante la herramienta ArcGis *Analysis Tools, Proximity*, para la creación de polígonos *Thiessen*, a partir de los observatorios meteorológicos más próximos a la cuenca, como son los de Constantina, Puebla de los Infantes y Lora del Río (Fig. 11.4).

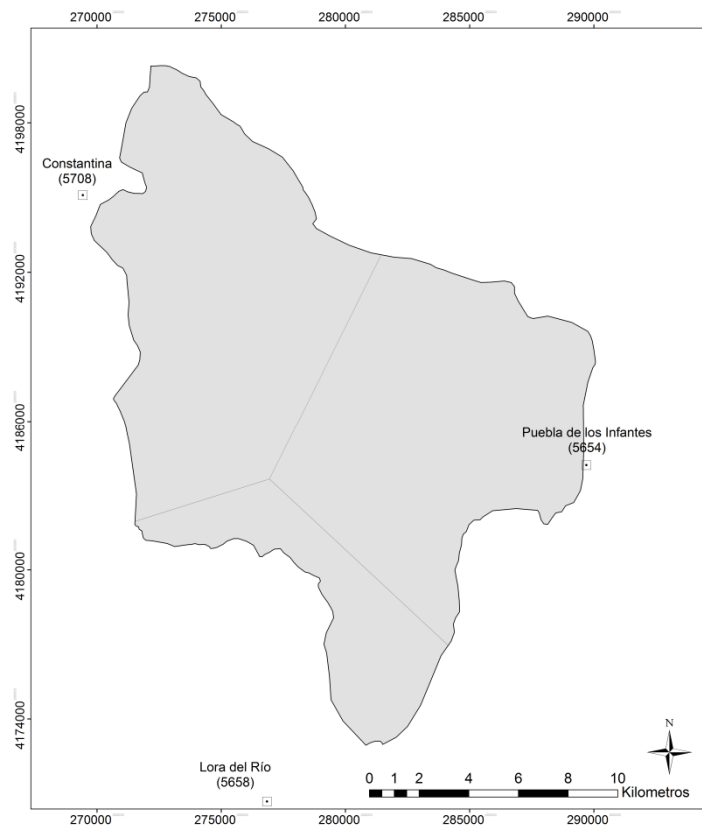


Figura 11.4: Observatorios meteorológicos y polígonos Thiessen en la cuenca del Guadalbarcar (coordenadas UTM ETRS89). Fuente: CLIMA (Subsistema de Climatología Ambiental, C.M.A., Junta de Andalucía)

De todos ellos, es el observatorio de Constantina el más representativo, a nivel climático, de las características dominantes en la cuenca, dada la superficie relativa que ocupa ($S_r=0,43$) y la precipitación ponderada que representa ($P_p = 429,1\text{mm}$); frente al de la Puebla de los Infantes ($S_r= 0,42$ y $P_p= 321,4\text{mm}$) y al de Lora ($S_r= 0,14$ y $P_p= 87,9 \text{ mm}$). Un estudio más detallado del comportamiento de la variable precipitación (Fig. 11.5), en la medida en la que influye en la configuración del régimen fluvial natural del río Guadalbarcar, refleja máximos de precipitación a finales de otoño (noviembre) e inicios de invierno (diciembre). A partir de ese momento, la precipitación desciende progresivamente, con un leve repunte en el mes de abril, alcanzándose los valores mínimos en los meses de julio y agosto.

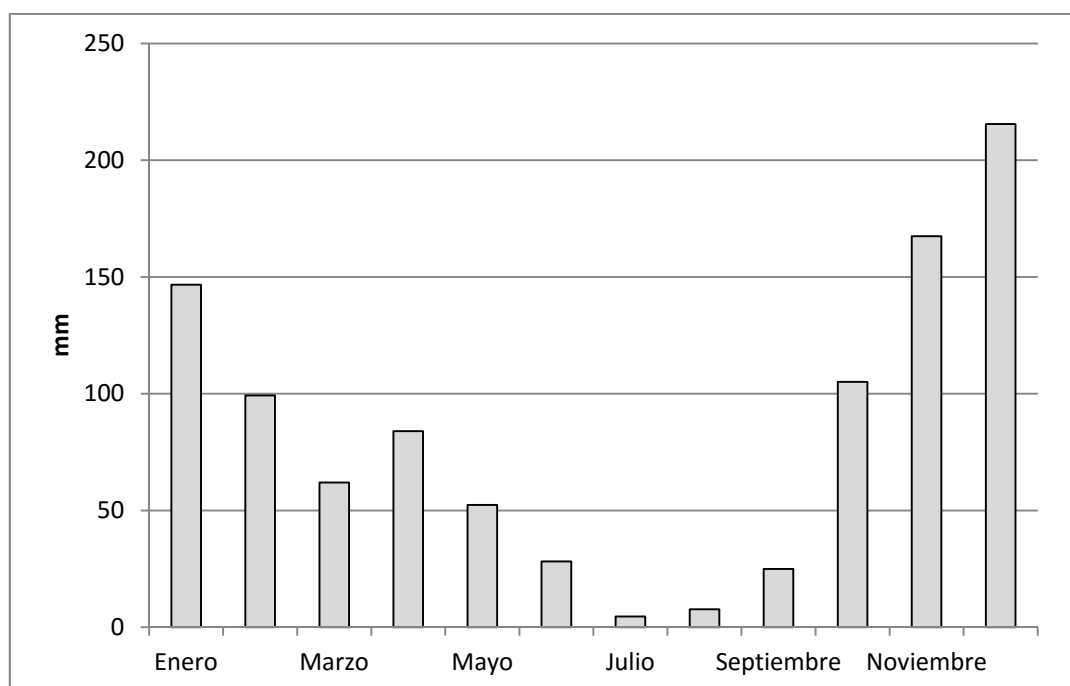


Figura 11.5: Variabilidad estacional de la precipitación en la cuenca del Guadalbarcar a partir del observatorio de Constantina (5708) para la serie 1977-1997. Fuente: CLIMA (Subsistema de Climatología Ambiental, C.M.A., Junta de Andalucía)

Son precisamente estas características climáticas, hidrológicas y litológicas, las que aportan a la cuenca un alto coeficiente de escorrentía, estimado en un 66% para el periodo 1977-1997; determinando así la puesta en explotación del embalse de José Torán en una cuenca de tamaño tan reducido. Así, con un

uso para el riego y el abastecimiento urbano, este embalse inició su explotación en 1991, drenando una superficie de 234 km² para una capacidad de embalse de 113,5 hm³; contando su presa con tres vanos de aliviadero que permiten la evacuación de un caudal máximo de 357 m³/s.

11.1.2. Fuentes y Análisis estadístico de los datos

El análisis hidrológico del río Guadalbarcar se ha realizado a partir de los datos aportados por el Sistema de Información de Anuarios de Aforos (SIAA), correspondiente al embalse de José Torán. Puesto en explotación en el año 1991, la serie temporal con la que cuenta abarca un total de 19 años (1993-2011), registrando información hidrológica mensual tanto de entrada al embalse como de salida del mismo. A este respecto, hay que advertir al lector que los datos de aportación son estimados por el SIAA a partir de las variaciones entre las reservas y los desembalses, sin tener en cuenta la evaporación o pérdidas. Mientras que el desembalse corresponde a todas las salidas de la presa (incluyendo vertidos por aliviaderos, desagüe, tomas, derivaciones, canales, etc.) sin tener en cuenta tampoco la evaporación ni las pérdidas.

En el caso de la cuenca del Guadalbarcar donde el embalse tiene una regulación directa para el regadío y el abastecimiento urbano, el hecho de que no se disponga de datos diferenciados entre lo que se desembalsa al río y lo que se desembalsa para riego o uso urbano, conlleva un problema de interpretación en el comportamiento hidrológico del río, sobre todo, en lo que respecta a su régimen fluvial. Pese a ello, el hecho de que el río Guadalbarcar sólo disponga de un embalse y éste se ubique próximo a la desembocadura del Guadalquivir, a unos 10 km de distancia, permite analizar el grado de influencia de la gestión del embalse en el comportamiento hidrológico natural de este río. Por tanto, aguas arriba, el comportamiento hidrológico registrado por el río obedece a parámetros estrictamente naturales para una cuenca de drenaje de 234 km² (93,8% de la cuenca total); mientras que aguas abajo y hasta su confluencia en el Guadalquivir, este quedará modificado en función de la gestión del propio embalse.

Dado que los registros de caudales contrastados finalizan en el año 2011, el análisis hidrológico posterior a esta fecha, fundamentalmente en lo que se refiere a procesos hidrológicos extremos, se ha llevado a cabo a partir de los datos aportados por el SAIH al igual que lo hiciéramos en el Guadalquivir. Con todas las reservas pertinentes, al tratarse de datos no contrastados, el análisis de los registros del SAIH no sólo permite definir los últimos episodios de crecida del río Guadalbarcar, sino que además aporta datos interesantes de la gestión del embalse en estos momentos de máximos hidrológicos. Este hecho es posible ya que el SAIH registra, datos diarios tanto de entrada como de salida del embalse, algo que no sucede en el SIAA, que sólo aporta datos diarios de desembalse.

Por último, en cuanto a fuentes de datos se refiere, es preciso destacar también una anomalía en la designación del embalse. Normalmente el SIAA y el SAIH mantienen la misma designación para las estaciones de aforo o embalses, sin embargo, en este caso el SIAA designa al embalse de José Torán con la denominación 5055, mientras que en el SAIH lo hace con E-54. Sin saber muy bien a qué se debe, este hecho podría inducir a error si no se comprueba que efectivamente en ambos casos se hace referencia al embalse de José Torán. Y ello porque la designación E-55 en el SAIH corresponde al embalse de la Puebla de Cazalla, ubicado en el río Corbones.

En cuanto al análisis estadístico de las dos series, esto es, de entrada y salida del embalse de José Torán, este se realizará de manera independiente, dado que si bien corresponden a una misma estación y a un mismo rango temporal, los datos obedecen a condiciones hidrológicas diferentes.

12.1.2.1. Los datos de Aportación al embalse José Torán, 5055 (1993-2011)

El análisis estadístico de esta serie de 19 años (Cuadro 11.1) muestra una media de $1,94 \text{ m}^3/\text{s}$ y una alta desviación típica de $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$ para un límite de confianza del 95%. El valor máximo de la serie se localiza en el año 2010 ($6,6 \text{ m}^3/\text{s}$), considerado también como el único valor extremo de la misma, mientras que el valor mínimo lo tiene en el año 1994 ($0,2 \text{ m}^3/\text{s}$).

**Características estadísticas de la serie
Guadalbarcar Aportación, 5055 (1993-2011)**

Length of the Series : 19
 Arithmetic Mean : 1.9479
 Standard Deviation : 1.8000
 Variance : 3.2400
 Coefficient of Variance: 92.41%
 Coefficient of Skew : 1.4107
 Coefficient of Kurtosis : 1.4816
 Maximal Value : 6.6 (Year: 2010)
 Minimal Value : 0.2 (Year: 1994)
 1st Quartile (25%) : 0.7
 Median : 1.3
 3rd Quartile (75%) : 2.8
 Extremes : 2010 (6.6),
 Outliers : /
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.196 (p=0.456, O.K.)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): $y = 1.5596 + 0.0388 \cdot x$
 T-test for Coefficient b1 : $T = 0.504 < ? 2.109$ (95%)
 : (NON significant)
 Trend /10 years: 0.388
 Index of Determination (Correlation): 0.0147 (0.1214)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : $3.0242 + 0.0452 = 3.0694$
 :
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : $r1 = 0.201 < ? r1(Tg_{95\%}) = 0.321$ (O.K.)
 Von Neumann Ratio V :
 : $V = 1.664 > ? V(Tg_{95\%}) = 1.357$ (O.K.)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : $rs = 0.214, t = 0.903 < ? Tkrit_{97.5\%} = 2.109$ (O.K.)
 : Degrees of Freedom: 17
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : $t = 0.135 < ? Tkrit_{95\%} = 0.328$ (O.K.)
 :
 Confidence Intervals 95% :
 Arithm. Mean: (1.139 , 2.757)
 Standard Dev.: (1.389 , 2.519)
 (Source: Like, 1983) AnClim (v5.025)

Cuadro 11.1: Características estadísticas de la serie *Aportación al embalse* de José Torán, 5055 (1993-2011). Fuente: SIAA

Este hecho se concreta en un coeficiente de variación de 96,04%, lo que muestra una gran heterogeneidad en los datos que componen la serie. De esta manera el primer cuartil (25%) está representado por los caudales inferiores a 0,7 m³/s, mientras que el tercer cuartil (75%) integraría a todos aquellos inferiores a 2,8 m³/s; quedando representados los valores máximos en 1,5 veces el rango intercuartil (Fig. 11.6). El valor extremo del año 2010, que no atípico, quedaría fuera de esta distribución y estaría representando un año hidrológicamente muy húmedo. Por otro lado, el coeficiente de curtosis de la serie es de 1,48 lo que indica una distribución leptocurtica ($ck > 0$) con rasgos de normalidad, tal y como lo demuestra el test de Kolmogorov-Smirnov ($p = 0,456$).



Figura 11.6: Representación de la serie *Aportación al embalse* de José Torán (en m³/s), 5055 (1993-2011). Obsérvese la asimetría en la distribución de los datos, así como la identificación del valor extremo en el año 2010

Por otro lado, la regresión lineal es no significativa, de lo que se infiere la no dependencia o intencionalidad alguna en la regresión. La ecuación de la regresión nos define un incremento de 0,038 m³/s al año y de 0,38 m³/s para un periodo de 10 años. Asimismo, esta no dependencia de los valores de la serie queda confirmado por el coeficiente de correlación serial (r_1) y el test de Mann-Kendall. En este último caso, aunque confirma la hipótesis H_0 de no existencia

de dependencia en la tendencia, ratificando por tanto, la hipótesis de aleatoriedad de la serie para un nivel de confianza del 95%; si que refleja cierta sospecha sobre la naturaleza de la misma.

11.1.2.2. Los datos de Desembalse de José Torán, 5055 (1993-2011)

Por su parte, la serie de 19 años correspondiente al Desembalse de José Torán muestra una media y una desviación típica de 1,83 y 1,39 m³/s, respectivamente, valores algo menores que los correspondientes a la serie de aportación al embalse, especialmente en lo que a desviación típica se refiere (Cuadro 11.2). En este caso el valor máximo se identifica en el año 1996 (4,7 m³/s) y el mínimo en el año 1993 (0,1 m³/s), reduciéndose veinte puntos el coeficiente de variación (75,9%), lo que indica una menor heterogeneidad de los caudales que salen del embalse. Gráficamente el 25% de los datos, primer cuartil, quedaría integrado por caudales inferiores a 1 m³/s mientras que el 75%, el tercer cuartil, lo estaría por aquellos valores inferiores a 2,1 m³/s; quedando los valores menores por debajo de 1,5 el rango intercuartil (Fig. 11.7). En este caso los valores máximos estaría integrados, *grosso modo*, entre la media y el tercer cuartil. Quedan identificados como valores extremos por este orden, los años 1996, 2009, 2010 y 1997, sin que se identifique ninguno valor como *outliers*. Asimismo, destaca sobremanera el valor de coeficiente de curtosis, próximo al valor cero, que define una distribución mesocúrtica, propia de una distribución normal, tal y como se desprende de la bondad del ajuste a una distribución normal, según el test de Kolmogorov-Smirnov ($p=0,423$). A este respecto es necesario advertir que la bondad del ajuste que aporta el test de Kolmogorov-Smirnov otorga un peso menor a las observaciones extremas y por tanto, es menos sensible a las desviaciones que normalmente se producen en estos tramos (CANAVOS y MEDAL, 1987; PÉRTEGAS y PITA FERNÁNDEZ, 2001). De ahí que haya un buen ajuste a aún cuando se detecte en la serie un mayor número de valores extremos.

**Características estadísticas de la serie
Guadalbarcar Desembalse, 5055 (1993-2011)**

Length of the Series : 19
 Arithmetic Mean : 1.8311
 Standard Deviation : 1.3899
 Variance : 1.9318
 Coefficient of Variance: 75.91%
 Coefficient of Skew : 1.0011
 Coefficient of Kurtosis : -0.0397
 Maximal Value : 4.7 (Year: 1996)
 Minimal Value : 0.1 (Year: 1993)
 1st Quartile (25%) : 1.0
 Median : 1.4
 3rd Quartile (75%) : 2.1
 Extremes : 1996 (4.7), 1997 (3.8), 2009 (4.2), 2010 (4.1),
 Outliers : /
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.202 (p=0.423, O.K.)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): $y = 1.4747 + 0.0356 \cdot x$
 T-test for Coefficient b1 : $T = 0.601 < ? 2.109$ (95%)
 : (NON significant)
 Trend /10 years: 0.356
 Index of Determination (Correlation): 0.0208 (0.1443)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : $1.7921 + 0.0381 = 1.8302$
 :
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : $r1 = 0.409 < ? r1(Tg_{95\%}) = 0.321$ (out)
 Von Neumann Ratio V :
 : $V = 1.190 > ? V(Tg_{95\%}) = 1.357$ (out)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : $rs = 0.107, t = 0.444 < ? Tkrit_{97.5\%} = 2.109$ (O.K.)
 : Degrees of Freedom: 17
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : $t = 0.041 < ? Tkrit_{95\%} = 0.328$ (O.K.)
 :
 Confidence Intervals 95% :
 Arithm. Mean: (1.206 , 2.456)
 Standard Dev.: (1.072 , 1.945)
 (Source: Like, 1983) AnClim (v5.025)

Cuadro 11.2: Características estadísticas de la serie de *Desembalse*, 5055 (1993-2011).
Fuente: SIAA

Por último, el modelo de regresión lineal sigue siendo no significativo, lo que supone la no dependencia en la regresión, aunque en este caso, el coeficiente de correlación serial (r_1) no confirma la aleatoriedad de la serie. El test de Mann-Kendall aunque confirma la hipótesis H_0 de no existencia de dependencia en la tendencia, ratificando por tanto la hipótesis de aleatoriedad de la serie para un nivel de confianza del 95%; sin embargo, sigue reflejando cierta sospecha sobre la naturaleza de la misma.

En definitiva, el control del caudal por parte del embalse de José Torán aporta, a priori, rasgos de normalidad a la serie disminuyendo la desviación típica respecto al valor de la media y suavizando su comportamiento entorno a los valores centrales de la distribución sin alterar, claramente, la aleatoriedad del comportamiento hidrológico; aunque existan reservas en cuanto a la naturaleza del comportamiento de los datos e indicios de correlación serial. Por otro lado, si a la entrada del embalse existe una mayor heterogeneidad entre los valores más altos de la variable, a la salida en cambio, esa heterogeneidad aunque se reduce en términos generales, se acentúa entre los valores más bajos de la variable. En consecuencia, el embalse estaría aportando, desde un punto de vista estadístico, una mayor regularidad al río Guadalbarcar, modificando así su comportamiento natural. Por lo que y ante estas nuevas condiciones de normalidad de la serie, se multiplica por cuatro los años considerados como valores extremos.

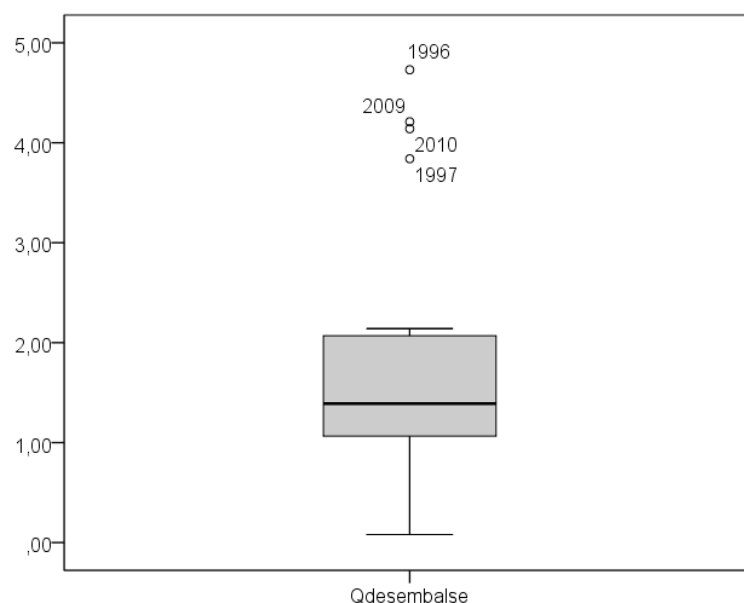


Figura 12.7: Representación de la serie *Desembalse* (en m³/s), 5055 (1993-2011)

11.1.3. La variabilidad interanual

En cuanto a la variabilidad interanual de la serie, aguas arriba del embalse, la curva de valores estandarizados (Fig. 11.8) refleja un incremento del caudal en los años 1996 y 1997, tras el periodo de sequía hidrológica de la década de los 90; de la misma manera que se constatará en el Guadalquivir. A partir de entonces y a lo largo de 10 años, el comportamiento hidrológico natural del río Guadalbarcar refleja una alternancia de años secos y húmedos, con algunos matices: mientras que la primera mitad del decenio está caracteriza por una alternancia real de años húmedos (2001 y 2003) y secos (2000 y 2004); la segunda mitad queda definida por años hidrológicamente más secos, especialmente acusado en los años 2005, 2007 y 2008. Este periodo más seco quedará interrumpido nuevamente a partir del año 2009, en el que se recupera el módulo de la serie, para alcanzar un año después el valor estandarizado más elevado de toda la serie. Todo ello infiere un comportamiento irregular del río Guadalbarcar definido por un coeficiente de irregularidad interanual de 41,7.

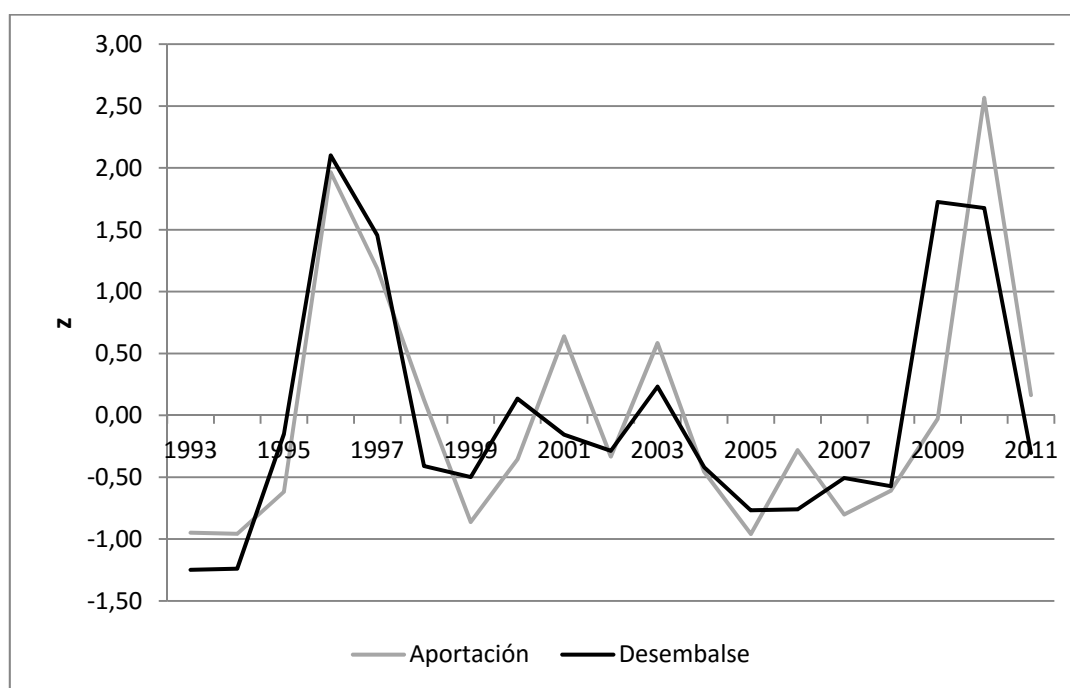


Figura 11.8: Valor estandarizado del caudal en el río Guadalbarcar durante el periodo 1993-2011. Fuente: SIAA

Por otro lado, la variabilidad que presenta el registro de caudales desembalsados ya no obedece a parámetros naturales. Las características estadísticas descritas en el apartado anterior se manifiestan, a nivel de variabilidad interanual, en una matización general de los valores estandarizados aunque se detecta un comportamiento diferenciado entre el comienzo y el final de la serie. De esta manera entre el año 1993 y 1997, el embalse parece no ejercer regulación alguna en el comportamiento hidrológico, intensificando más bien los procesos tanto en años secos como en años húmedos; de ahí que el año 1996 se identifique como el valor máximo y extremo de la serie. Se adquieren, por tanto, los coeficientes de caudal más extremos de toda la serie. No será hasta 1998, cuando la gestión del embalse de José Torán comience a regular *grosso modo* el comportamiento del río, suavizando y matizando tanto los periodos secos como los húmedos; y generando comportamientos inducidos como los de 2006 y 2009. En el primer caso, la gestión del embalse acentuará el periodo seco del primer lustro del siglo XXI (2004-2008), mientras que en el segundo se generará un máximo generado por el hombre.

Este hecho se pondrá de manifiesto también en el análisis de los eventos de crecida, donde se podrá apreciar el tipo de laminación y/o regulación que provoca el embalse de José Torán al comportamiento hidrológico extremo del río Guadalbarcar. Este comportamiento aporta una mayor irregularidad interanual a la serie, que asciende a 52,7. En cualquier caso, la gestión del embalse sigue mostrando un comportamiento interanual del Guadalbarcar caracterizado por un periodo *húmedo* (varios años), al que le sigue un periodo de *transición* que evoluciona a más seco, para finalizar nuevamente con un periodo *húmedo* (varios años).

En cuanto a la homogeneidad de las series, las dos analizadas presentan una ruptura o inhomogeneidad al final del periodo. Según los test de Desviación acumulada y el de Student's (Cuadro 11.3 y 11.4), en la serie de Aportación se identifica para el año 2010 (Fig. 11.9) y en la de Desembalse (Fig. 11.10) para el 2009; en ambos casos valores de caudal considerados extremos estadísticamente. Sin embargo, el hecho de que las rupturas se identifiquen al

final de la serie imposibilita cualquier análisis parcial de las mismas que defina las características del comportamiento hidrológico diferenciado. Asimismo, el hecho de que se disponga sólo de diecinueve años por un lado, y de que la serie tenga una tendencia no significativa por otro, hace que nos cuestionemos esta ruptura de homogeneidad, cuyo valor estimado oscila entre 1,68 y 2,73 m³/s; y la definamos por el contrario, como un periodo más húmedo en el contexto del comportamiento hidrológico aleatorio del río Guadalbarcar. A pesar de ello, se manifiesta una vez más el control del embalse en el comportamiento hidrológico al adelantar dicho cambio un año.

Test	Año ruptura	Estadístico	V. Crítico N. Significación
Desviación Acumulada	2010	Q/Sqrt(N)= 0,624 R/Sqrt(N)= 0,837	1,10 (N=20); 90% 1,34 (N=20); 90%
T Student's	2010	t= 2,250	2,13 (N=15); 97,5%

Cuadro 11.3: Test de homogeneidad de la serie de Aportación al embalse, 5055 (1993-2011).

Test	Año ruptura	Estadístico	N. Confianza
Desviación Acumulada	2009	Q/Sqrt(N)= 0,701 R/Sqrt(N)= 0,94	1,10 (N= 20); 90% 1,34 (N= 20); 90%
T Student's	2009	2,09	2,06 (N= 20); 97,5%

Cuadro 11.4: Test de homogeneidad de la serie de Desembalse, 5055 (1993-2011)

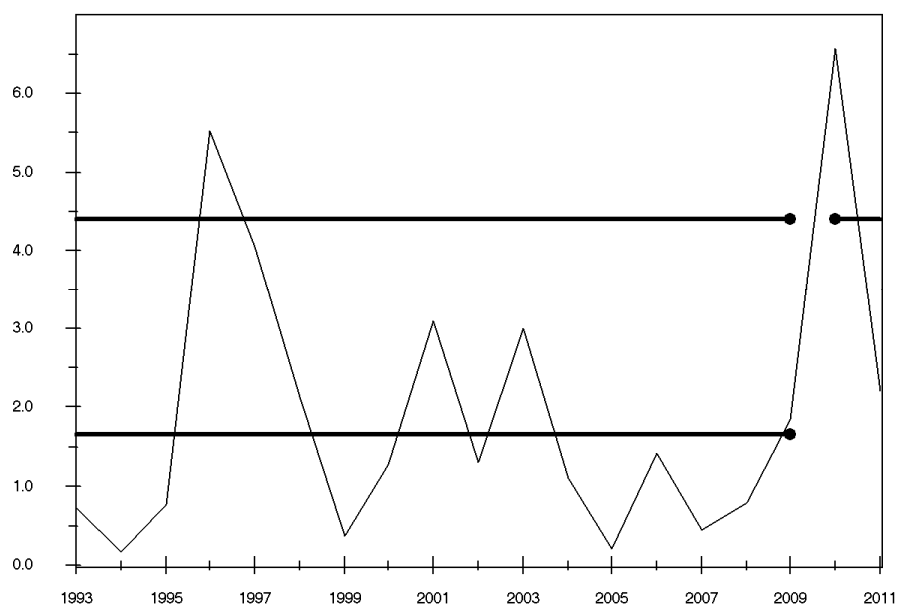


Figura 11.9: Representación de la ruptura de homogeneidad de la serie de Aportación, 5055 (1993-2011). El valor estimado de cambio (2010-2011) es de 2,73 m³/s respecto al valor medio del periodo anterior a la ruptura (1993-2009)

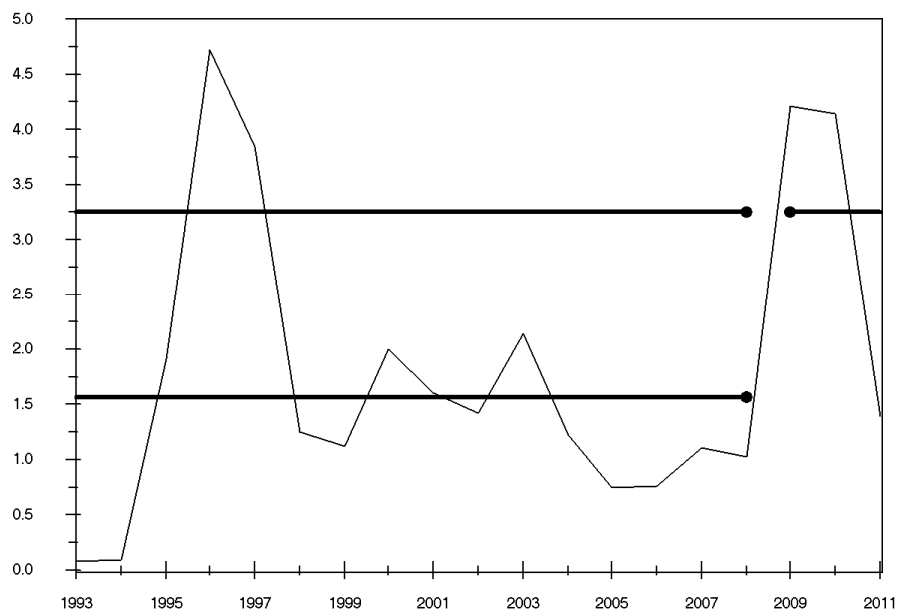


Figura 11.10: Representación de la ruptura de homogeneidad de la serie Desembalse, 5055 (1993-2011). El valor estimado de cambio (2009-2011) es de 1,68 m³/s respecto al valor medio del periodo anterior a la ruptura (1993-2008)

11.1.4. Régimen fluvial

Sin duda de todo el análisis hidrológico, es el estudio del régimen fluvial el que mayor información aporta sobre la alteración hidrológica que experimenta un río y su ribera como consecuencia de la construcción de un embalse. Sin embargo, en este caso la regulación directa para el regadío y uso urbano del embalse José Torán unido a la inexistencia de datos de desembalses diferenciados, nos lleva a la configuración de un régimen fluvial vinculado al desembalsado que no responde al comportamiento estacional real del río en la zona de confluencia con el Guadalquivir. El régimen natural de este afluente del Guadalquivir se caracteriza por un periodo de aguas altas comprendido entre los meses de diciembre y marzo y otro de aguas bajas desde abril a noviembre (Fig.11.11). En el primero, se identifica un solo máximo individualizado en el primer mes de aguas altas, esto es en diciembre, superando el coeficiente de caudal de 3,5. A partir de ese momento, el caudal irá descendiendo progresivamente hasta el mes de junio, cuando se inicia el periodo de estiaje que se hace extremo hasta el mes de septiembre. El mes de octubre, mes en el que comienza el año hidrológico, evidencia una recuperación de caudal que se mantiene con ligero ascenso en el mes de noviembre, aunque sin superar en ningún caso el módulo de la serie.

En base a todo ello, el régimen fluvial del río Guadalbarcar a la entrada al embalse respondería, *grosso modo*, a un régimen pluvial mediterráneo subtropical, aunque con matices: por un lado, se alcanzan coeficientes de caudal por encima de 2, definido por Masach (1948) como valor crítico para un pluvial subtropical; y por otro lado, no se identifica inflexión en el mes de enero. Pese a ello los máximos se localizan en los meses de invierno, concretamente en el mes de diciembre y se identifica un fuerte estiaje en la estación estival, características típicas de un régimen pluvial mediterráneo subtropical. Así, el comportamiento natural del Guadalbarcar obedece al ritmo de las precipitaciones que recordemos eran máximas a finales de otoño e inicio de invierno y mínimas en verano; reflejándose también a nivel de caudal el comienzo del año hidrológico.

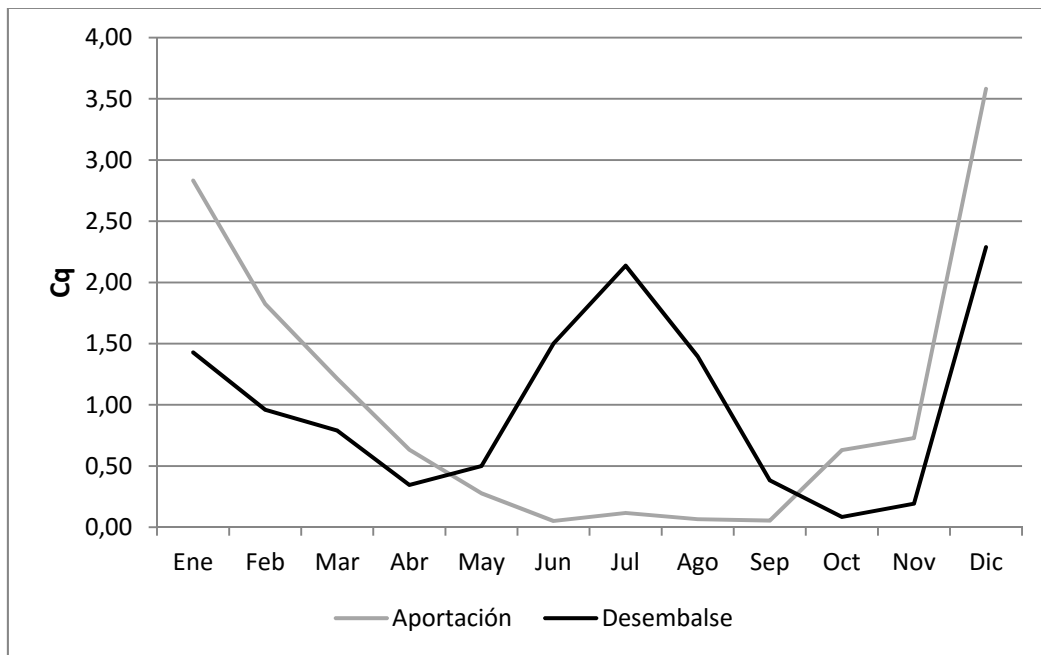


Figura 12.11: Régimen fluvial del río Guadalbarcar a la entra y salida del embalse de José Torán (5055). Fuente: SIAA

Por el contrario, la configuración del régimen con los datos de desembalsado nada tiene que ver con el comportamiento natural que el río adquiere en su cuenca alta (Fig.11.11). Se identifican dos periodos de aguas altas, uno en los meses de diciembre y enero y otro en los meses de junio a agosto; al igual que otros tantos de aguas bajas entre los meses de octubre y noviembre y entre febrero y mayo. Se sigue manteniendo el máximo natural de diciembre aunque con un coeficiente de caudal inferior a 2,5, y se identifica un segundo máximo de origen antrópico en el mes de julio ($Cq=2$); con lo que desaparece el estiaje de verano que se desplaza, en parte, al mes de octubre.

Junto a este cambio estacional en el comportamiento de su régimen se evidencian, asimismo, alteraciones en el comportamiento de los datos mensuales (Fig. 11.12).

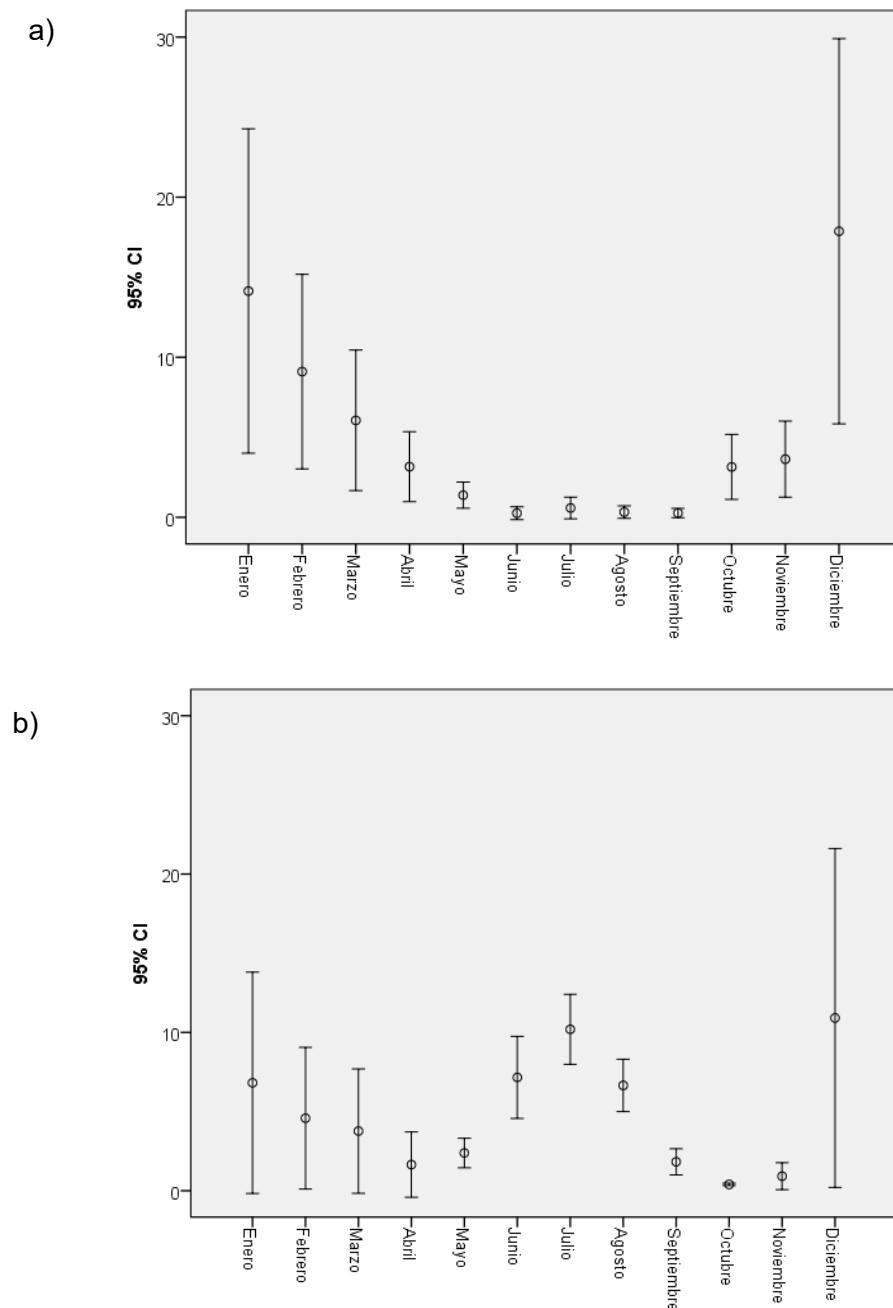


Figura 11.12: Variabilidad mensual (en hm^3) de caudal del río Guadalbarcar: a) en condiciones naturales y b) tras la gestión del embalse de José Torán (5055). Fuente: SIAA

Así, para un intervalo de confianza del 95% el comportamiento natural del río Guadalbarcar presenta una mayor irregularidad en los meses de diciembre y enero, a los que les siguen los meses de febrero y marzo; siendo esta irregularidad escasa o nula en los meses de verano, entre junio y septiembre.

Con la gestión antrópica del embalse el río mantiene la irregularidad de los meses de diciembre y enero aunque regula bastante su comportamiento, sobre todo en el mes de enero, mientras que lo incrementa en los meses de junio a septiembre. Destacamos también el comportamiento del mes de octubre, donde prácticamente no se dan desembalses al ser el inicio del año hidrológico, por lo que no existe irregularidad alguna en el comportamiento del caudal.

En definitiva y si consideramos que la punta de verano corresponde exclusivamente a la regulación del regadío, sin que ésta se manifieste en su totalidad en el cauce ordinario del tramo bajo del río; el río Guadalbarcar pasaría a tener un regimen fluvial caracterizado por un periodo de aguas altas de dos meses, diciembre y enero y otro de aguas bajas, cuyo comienzo se adelanta al mes febrero y en el que no se identifica estiaje. El primero correspondería a los desembalses de urgencia vinculados a las crecidas de invierno que se desarrollan en el periodo de estudio y que analizaremos más adelante. Mientras que el segundo, estaría vinculado al control del recurso para el abastecimiento urbano y agrícola. Con ello, la llanura del río tan sólo adquiere funcionalidad hidrológica en los meses de diciembre y enero, vinculada a los desembalses de urgencia de las crecidas de invierno que la presa sea incapaz de regular, como tendremos ocasión de comprobar en el apartado siguiente.

11.1.5. Las crecidas del Guadalbarcar

Como ya expusimos en su apartado correspondiente, para la caracterización de los eventos hidrológicos extremos utilizaremos además del SIAA, los datos de Aportación al embalse y Desembalse total ofrecidos por el SAIH del Guadalquivir. Si bien es cierto que éstos son datos no contrastados, la posibilidad de comparar ambas series de entrada y salida del embalse, también en momentos de máximos hidrológicos, puede contribuir a definir el grado de regulación que el embalse llega a ejercer en estos momentos, desechando los valores que parezcan dudosos. De ello dependerá el funcionamiento hidrológico de la llanura de inundación del río Guadalbarcar, en su tramo bajo.

Por otro lado, a partir de los caudales máximos diarios anuales aportados por el SAIH para la serie 1999-2014 (Aportación y Desembalse) y mediante la ley de distribución Gumbel, se obtienen los caudales puntas de crecidas correspondientes a diversos periodos de retorno (Cuadro 11.5). La bondad del ajuste de los datos observados a dicha función es buena en ambos casos (Aportación y Desembalse), validado por $D_{\text{aportación}} (0,218) < D_{\text{crit}} (0,327)$ y $D_{\text{desembalse}} (0,182) < D_{\text{crit}} (0,327)$ a partir del test de *Kolmogorov-Smirnov*, para un nivel de significación del 95%, y de un coeficiente de determinación superior al 90%. A partir de ello, se puede deducir del cuadro 11.5, que el embalse de José Torán de 113,5 hm³ de capacidad reduce la magnitud y la frecuencia de las avenidas. Así, para avenidas con un periodo de retorno anual o bianual, el caudal disminuye una media de un 76,5%, siendo de un 72% en aquellas de recurrencia superior a dos años. Con ello, mientras que en condiciones naturales existe un 10% de probabilidad de que se supere un caudal de 186,3 m³/s, correspondiendo a un evento decenal; aguas bajo del embalse esta avenida puede transformarse teóricamente en una de carácter ordinario.

Periodo de retorno T (años)	$1 - \frac{1}{T} = F(x)$	Q Aportación (m ³ /s)	Q Desembalse (m ³ /s)
1,5 (~ <i>bankfull</i>)	0,367	40,1	8,8
2	0,500	64	15,9
5	0,800	137,6	37,6
10	0,900	186,3	52
25	0,960	247,9	70,2
100*	0,990	338,9	97,1

Cuadro 12.5: Caudales máximos diarios para distintos periodos de retorno. (*) No tendría valor estadístico, puesto que la serie no tiene la longitud adecuada.

La primera crecida que recoge el SIAA, desde la puesta en explotación del embalse José Torán, es la acontecida en diciembre-enero del año hidrológico 1996-1997, año extremadamente húmedo en la cuenca del Guadalquivir

(C.H.G., 2011). En este caso sólo se cuenta con los datos correspondientes a la serie Desembalse, dado que esta fuente de datos no proporciona datos diarios de la serie Aportación; y el SAIH no entra en funcionamiento hasta el año 1999.

La avenida generada por el desembalse de José Torán, con un periodo de recurrencia estimado de 25 años, se caracteriza por dos puntas de crecida, una en diciembre de 1996 y otra en enero de 1997 (Fig. 11.13). En la primera, la crecida no comienza a manifestarse hasta el 18 de diciembre, con el primer desembalse de algo más 20 m³/s, para alcanzar la punta de crecida de 77, 26 m³/s los días 21 y 22 de diciembre, tres días después de que comience a manifestarse la crecida en el tramo bajo del Guadalbarcar. Si la curva de ascenso es relativamente rápida (3 días), la curva de descenso se extiende a 23 días y con un comportamiento diferenciado: en principio, el descenso es progresivo durante los cinco primeros días para estabilizarse con posterioridad en un caudal desembalsado de 30 m³/s que se mantiene durante trece días más; finalizando la evacuación el 15 de febrero, cuando se detiene el desembalse. La segunda onda de crecida, mucho más rápida que la anterior, comienza el 18 de febrero, alcanzando una punta de 63, 6 m³/s el 21 de ese mes y finalizando el desembalse cinco días después.

Por tanto, la gestión de esta crecida tan sólo unos años después de la puesta en explotación del embalse de José Torán, genera un hidrograma de dos puntas: la primera con un tiempo base de 27 días, de rápida concentración y lenta evacuación; y la segunda, de menor impacto en la llanura, con un tiempo base de 9 días, y por lo tanto, mucho más rápida que la anterior. Tras esta crecida, las que le suceden de forma inmediata, no corresponden a años especialmente húmedos sino más bien quedan integradas en el periodo definido con anterioridad como de *transición*, en el que alternan años húmedos y secos. Nos estamos refiriendo a las avenidas de invierno de los años 2001 y 2003.

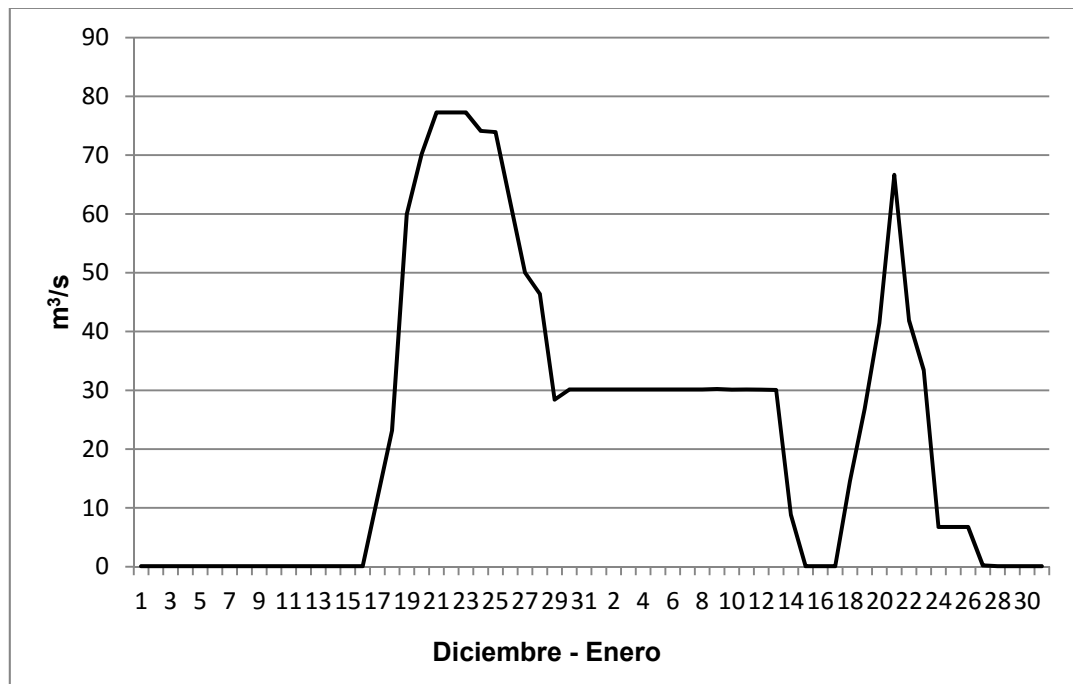


Figura 11.13: Hidrograma de la crecida de diciembre-enero de 1996-1997 registrada en el tramo bajo del río Guadalbarcar a partir de los desembalses de la presa de José Torán (5055). Fuente: SIAA

En esta ocasión y a partir de los datos ofrecidos por el SAIH, se puede inferir un absoluto control de la presa sobre estas crecidas de invierno.

La primera, la acontecida en enero 2001 (Fig. 11.14), con un periodo de recurrencia de 7,6 años, dará comienzo el 4 de enero aunque no será hasta el 6 cuando tras superar el estado de *bankfull*, estimado para el Guadalbarcar en torno a 40 m³/s (Cuadro 11.5), alcance el valor máximo de caudal con 73,1 m³/s. Tan sólo tres días después de que comience la curva de agotamiento de la onda anterior, dará comienzo el segundo evento. Iniciado el 10 de enero, en tan solo un día la cuenca genera una punta de crecida de 167,7 m³/s, finalizando su completa evacuación dos días después. Pese a ello, esta avenida del Guadalbarcar no tiene manifestación alguna aguas debajo de la presa, quedando retenida por completo en el embalse de José Torán. La segunda, la de diciembre de 2003 (Fig. 11.15), con un periodo de recurrencia de 3,4 años y dos puntas de crecida, una el 6 de diciembre ($Q_p=108,5$ m³/s) y otra el 9 de diciembre ($Q_p=43,2$ m³/s); será laminada por el embalse mediante la evacuación constante, durante once días, de 24 m³/s. El desembalse

comienza un día después de que la primera punta de crecida llegue al embalse y finaliza el 20 de diciembre.

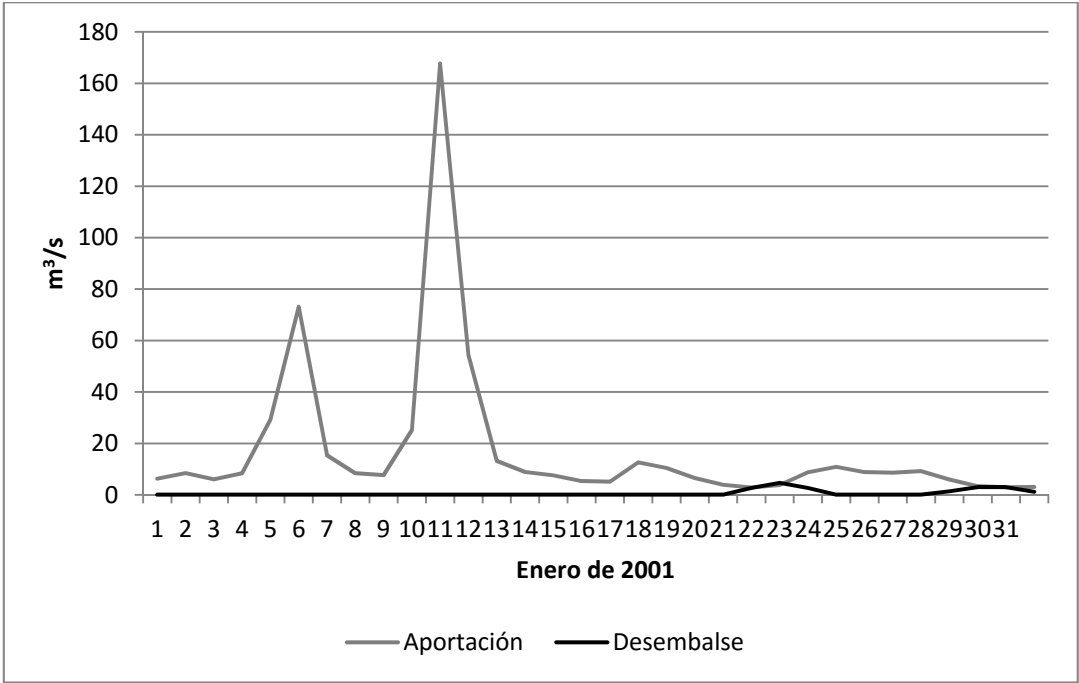


Figura 11.14: Hidrograma de la crecida de enero de 2001 en el río Guadalbarcar y laminación del embalse de José Torán (E-54). Fuente: SAIH

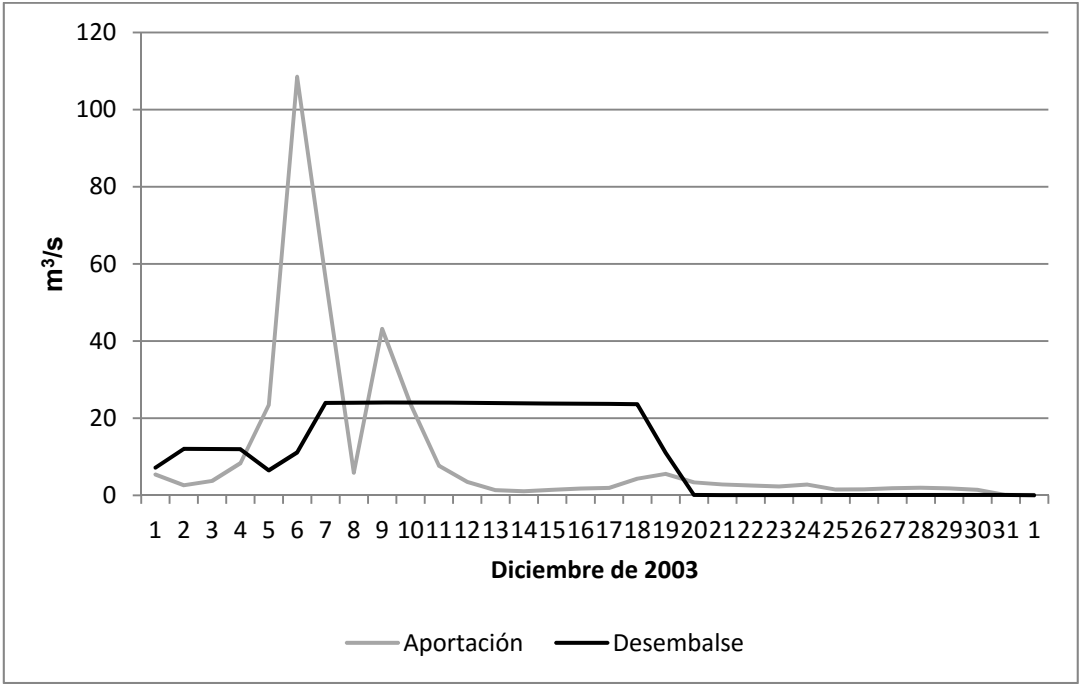


Figura 11.15: Hidrograma de la crecida de diciembre de 2003 en el río Guadalbarcar y laminación del embalse de José Torán (E-54). Fuente: SAIH

En este caso, la gestión hidráulica de la presa de José Torán es capaz de retener la onda de crecida en el embalse sin que se manifieste en la llanura de inundación del Guadalbarcar situada aguas abajo, a no ser dentro de los límites de su cauce ordinario.

El último evento de la serie estudiada (1993-2011) es también de invierno (diciembre-enero) y tiene lugar en el año hidrológico 2010-2011 (Fig. 11.16), de nuevo, en un año especialmente húmedo. Esta crecida natural del Guadalbarcar, con un periodo de recurrencia estimado de 17,8 años, genera hasta tres ondas de crecidas con magnitudes de caudal de 225 m³/s, 96 m³/s y 105 m³/s; quedando la cuarta, en los límites del cauce ordinario o caudal de *bankfull*. Aguas abajo, el embalse en su intento de laminarla, genera otras tres ondas, aunque con caudales mucho menores que oscilan entre los 53 y los 64 m³/s y a las que acompañan otras tantas de menor magnitud. El inicio del desembalse comienza siete días después de que llegara la primera punta de crecida al embalse y se mantiene durante 17 días, hasta que llegue la última punta de 105 m³/s.

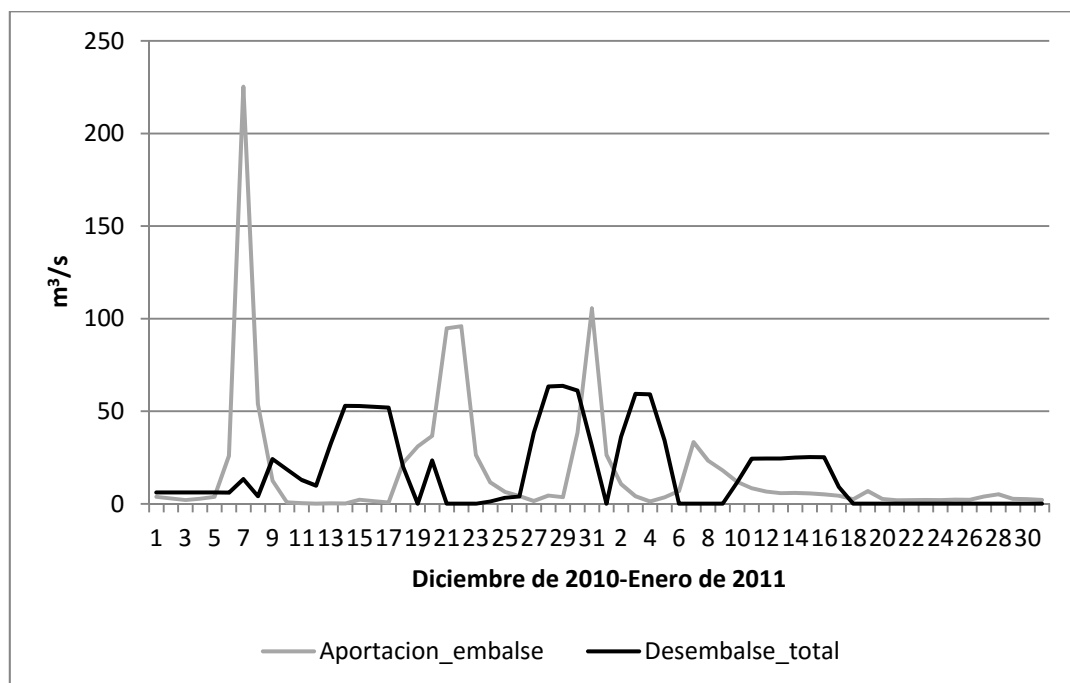


Figura 11.16: Hidrograma de la crecida de diciembre de 2010 y enero de 2011 en el río Guadalbarcar y laminación del embalse de José Torán (E-54). Fuente: SAIH

Por tanto, el embalse de José Torán consigue laminar, en parte, la crecida de 2010-2011, reduciendo considerablemente el impacto de la misma aguas abajo; aún cuando manifiesta su incapacidad de controlarla por completo. En consecuencia genera una crecida de menor magnitud y de frecuencia decenal, que supone la funcionalidad hidrológica de la llanura de inundación del río Guadalbarcar en su tramo bajo.

Tras esta avenida, y fuera ya del periodo estudiado (1993-2011) tiene lugar un nuevo episodio, en este caso, durante los meses de febrero y marzo de 2013, con un caudal máximo de frecuencia bianual. De magnitud mucho más modesta que las anteriores, la cuenca del río Guadalbarcar genera en esta ocasión hasta cuatro ondas de crecida, si bien tres de ellas fluctuarían en los límites del caudal de *bankfull* definido estadísticamente. En respuesta a este comportamiento, el desembalse se inicia con la llegada de la tercera punta, regulando dicho evento aguas abajo, mediante la generación de tres máximos artificiales que, en ningún caso, superan los 30 m³/s (Fig. 11.16).

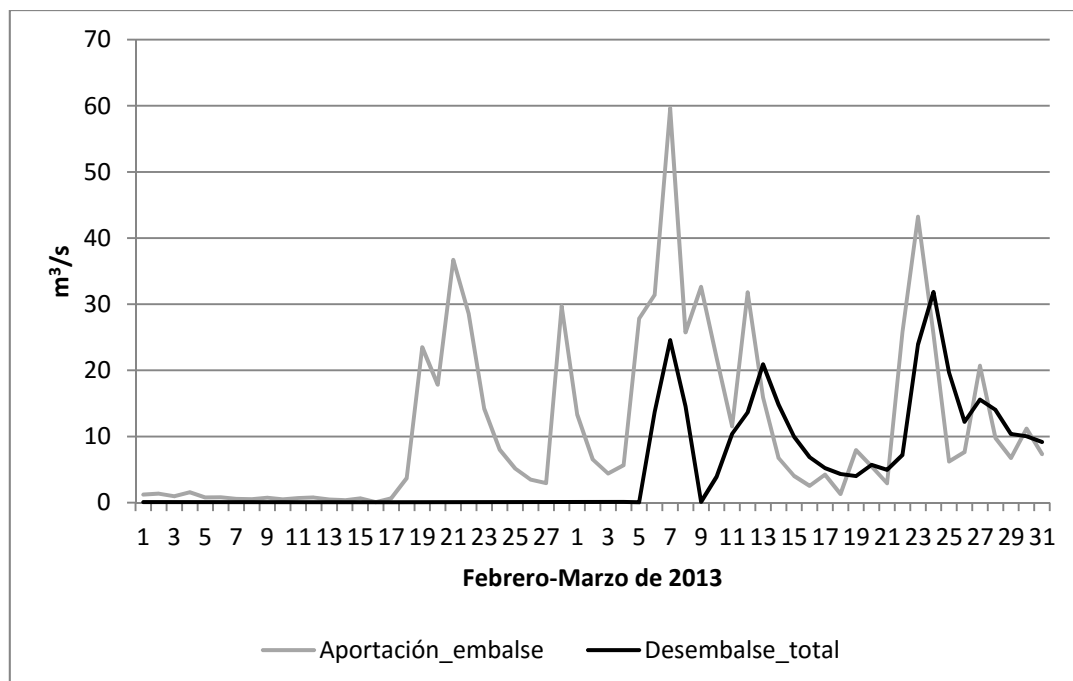


Figura 11.16: Hidrograma de la crecida de febrero-marzo de 2013 del río Guadalbarcar y desembalse de la presa de José Torán (E-54). Fuente: SAIH

A la vista del comportamiento natural que muestran los datos de Aportación en el río Guadalbarcar así como de la gestión llevada a cabo por la presa de José Torán, y pese a considerar que para la estimación del periodo de recurrencia de las avenidas ha de contarse con registros hidrológicos mucho más largos, podemos afirmar que: por un lado, el comportamiento hidrológico extremo del Guadalbarcar es principalmente de invierno (diciembre-enero). En estos casos, con crecidas rápidas e individualizadas y de magnitudes superiores a los 200 m³/s. Y por otro, que el embalse de José Torán, de 113,5 hm³ de capacidad es capaz de reducir la magnitud de las crecidas en una media del 74%; así como su frecuencia, prolongando el tiempo base de las mismas. Y por último, que la gestión de la presa manifiesta su capacidad de controlar tanto las avenidas ordinarias como las de frecuencia bianual y quinquenal, pero se revela incapaz de controlar por completo las magnitudes de caudal con periodos de recurrencia de 25 años o, al menos, las correspondientes a años húmedos como es el caso de las de diciembre de 1996 y 2010-2011.

11.1.6. Conclusiones

La cuenca del río Guadalbarcar es una de las más pequeñas que confluye en el Tramo Bajo del Guadalquivir y la única de ese tamaño que cuenta con una regulación hidráulica superior a 100 hm³.

Su configuración morfológica y la de su red, muestra una clara dependencia estructural definida por una orientación típicamente hercínica en cabecera, a la que se adapta el tramo alto del Guadalbarcar y el de sus principales afluentes, en un modelo de red subdendrítica; para pasar a otra de dirección W-E en su tramo medio que define una red fluvial tipo “peine” y cuya evolución está asociada a los fenómenos de captura. Finalmente su tramo bajo, con una orientación predominante N-S, presenta un encajamiento del cauce vinculado a la evolución cuaternaria del Guadalquivir como nivel de base regional.

En conjunto, la red fluvial del Guadalbarcar presenta una escasa jerarquización, inscrita en un sustrato de zócalo poco permeable lo que, unido a una fuerte pendiente media de su tramo principal, determina una rápida

concentración de los flujos estimada entre 6 y 8 horas. Este hecho, unido a una precipitación media de la cuenca superior a 800 mm y un coeficiente de escorrentía del 66% le aportan al Guadalbarcar la particularidad de ser una cuenca hidrológicamente excedentaria.

En este contexto, la puesta en explotación del embalse de José Torán, con una capacidad de almacenamiento de 113,5 hm³ y una explotación orientada al regadío y al abastecimiento, supone la alteración del comportamiento hidrológico natural del río Guadalbarcar. Así, la gestión del embalse en el periodo 1993-2011 aporta rasgos de normalidad a la serie, disminuyendo la heterogeneidad de los valores entorno a la media y manteniendo la aleatoriedad de los datos, pese a que, existen algunas reservas sobre la naturaleza de la misma. El módulo, si bien disminuye sensiblemente de 1,94 a 1,83 m³/s, no responde al caudal circulante por el cauce ordinario, sino a la necesidad de las explotaciones agrícolas y el abastecimiento de determinados núcleos de población.

La variabilidad interanual del caudal en la cuenca del Guadalbarcar muestra una alternancia de episodios más o menos húmedos que repiten el modelo ya detectado en el Guadalquivir para el mismo periodo: *periodo húmedo-transición (a más seco)-periodo húmedo*. En este caso, la gestión del embalse si bien incrementa el coeficiente de irregularidad interanual, mantiene *grosso modo* estas condiciones de variabilidad del caudal.

Todo ello ha alterado el régimen fluvial del río que incorpora un nuevo máximo al pluvial de diciembre. Este segundo máximo, exclusivamente antrópico, se da en los meses de verano y está orientado a satisfacer las necesidades agrícolas del tramo estuarino. Junto a ello, el periodo de aguas altas se reduce a dos meses, diciembre y enero; los cuales mantienen una alta variabilidad en el comportamiento mensual, también condicionado por los desembalses de urgencia en máximos hidrológicos. Por otro lado, las precipitaciones de primavera y las de otoño no tienen manifestación hidrológica en el cauce ordinario al quedar retenida en el embalse la escorrentía superficial asociada a ellas. Por tanto, y aunque el embalse de José Torán reduce el número de

crecidas ordinarias así como los caudales punta de muchas de ellas en hasta un 76% y su frecuencia, sin embargo no es del todo efectivo con las avenidas extraordinarias. En años hidrológicamente normales, el embalse retiene o lamina las crecidas de frecuencia inferior a 5 años mientras que se muestra incapaz de controlar, en su totalidad, las correspondientes a años húmedos para periodos de recurrencia de 20-25 años, y ello pese a no tener reservas acumuladas. Igualmente, el embalse también ha modificado el comportamiento de las crecidas que ha pasado de ser de generación y evacuación rápida con individualización de puntas, a otras de generación por lo general rápidas, pero mucho más prolongas en su duración y con hidrogramas planos.

11.2. RÍO RIVERA DE HUÉZNAR

11.2.1. Características generales de la cuenca del río Rivera de Huéznar

El río Rivera de Huéznar, afluente por la derecha del río Guadalquivir en su tramo bajo, confluye aguas abajo de Villanueva del río y Minas en la contracurva del meandro de Tocina. En su recorrido de algo más de 72 km, desarrolla una cuenca de 696 km² localizada entre las estribaciones de Sierra Morena y la Depresión del Guadalquivir.

Su topografía está representada en su tramo serrano por un relieve de escasa altitud que define el nivel general de la sierra en 600 m (Fig. 11.17). Sobre él, destaca la serranía que cierra la cuenca por su flanco septentrional, representada por los cerros Gallego (776 m) y Florencio (734 m), además de los de Gibarrayo (749 m) y El Negrillo (903 m) que definen el interfluvio con la cuenca del Guadalbarcar, al NE de la cuenca. Todo ello acompañado de un profundo valle fluvial labrado por el río Rivera de Huéznar que discurre a unos 200 m por debajo del nivel general de la Sierra. Mientras, en el resto de la cuenca, la topografía desciende gradualmente desde la Sierra de San Cristobal en El Pedroso (600 m) hasta las pequeñas lomas de escasa altitud de su tramo de desembocadura (50 m); tan sólo interrumpidas, una vez más, por el valle que labra el río Rivera de Huéznar aguas abajo del embalse al que da nombre.

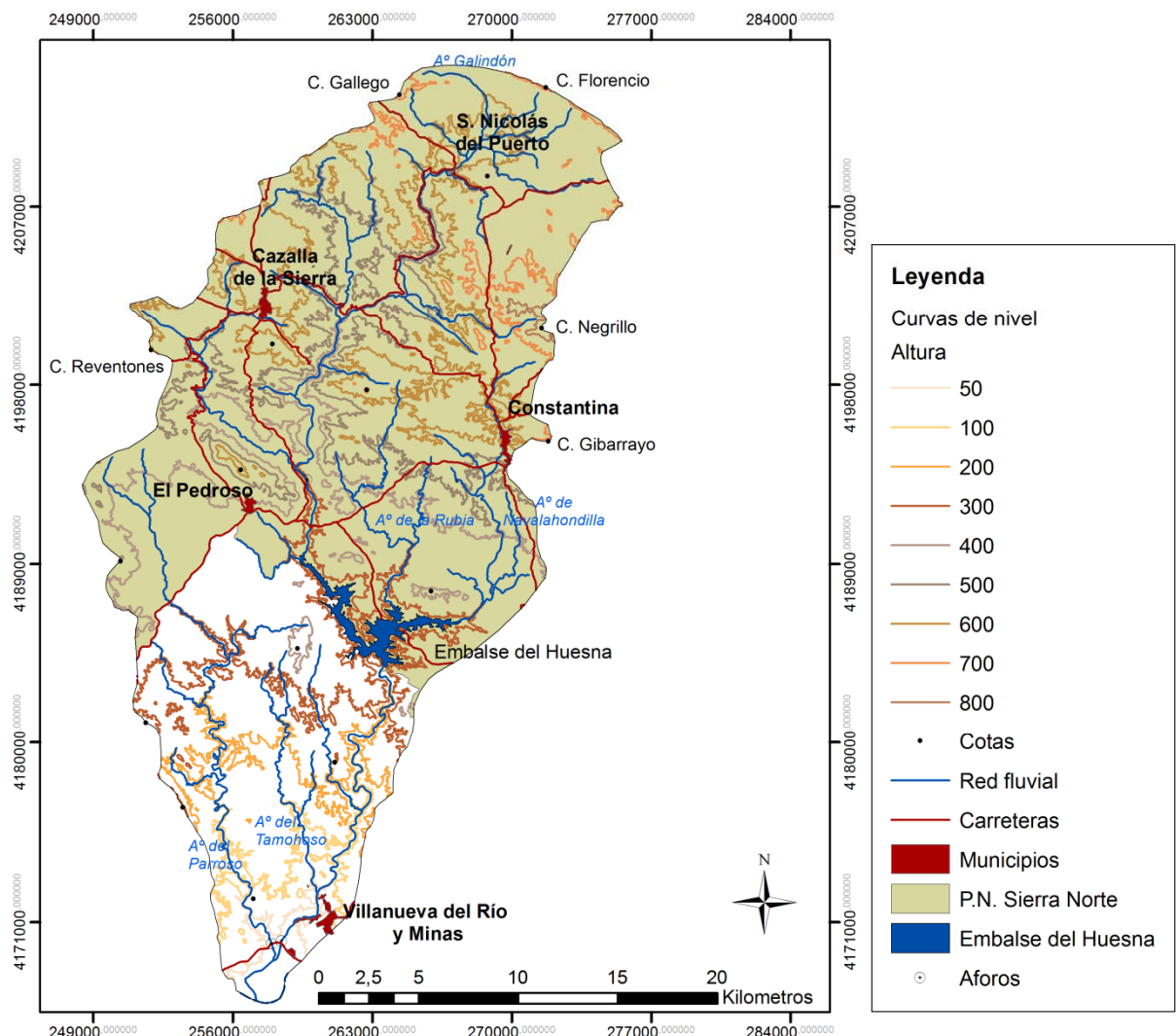


Figura 11.17: Topografía y red hidrográfica de la cuenca del río Rivera de Huéznar. Fuente: Mapa Digital de Andalucía, E. 1:100.000

A nivel geológico y siguiendo el mapa de síntesis para la cuenca (Fig. 11.18), se desprende la amplia representación que adquieren, en este sector de Sierra Morena, los complejos pizarro-esquistoso del Cámbrico y el carbonatado de la unidad de Campoallá, quedando relegadas a un plano muy local las series de areniscas y cuarcitas del Cámbrico. Asimismo, queda manifiesta la importancia de los batolitos que se extienden por la cuenca media y baja del río Rivera de

Huéznar. Por su parte, las cuarcítico-pizarrosas del Devónico y las cuencas carboníferas, integradas fundamentalmente por conglomerados posthercínicos del Estefaniense, tienen un desarrollo más reducido y circunscrito a los sectores septentrional y meridional. Por último la secuencia lito-estratigráfica se cierra con el relleno sedimentario del Mioceno de borde que al igual que en el Guadalbarcar, lo integran rocas calcarenitas y calizas. Por su parte el dispositivo aluvial del Guadalquivir, integrado por terrazas del Pleistoceno Medio y Superior se dispone al Sur.

Su trama estructural se compone de una yuxtaposición de anticlinorios y sinclinorios muy apretados interrumpidos por grandes fallas regionales de rumbo hercínico, a su vez rejuvenecidas por la neotectónica postmiocena. Dos de estas grandes fallas, Vendoval-El Pintado-Constantina y la Fundición de la Plata, individualizan el sector carbonatado; identificado también, aunque con una menor representación, en la cuenca del Guadalbarcar. Es este último el que introduce el carácter más llamativo de esta cuenca desde un punto de vista geomorfológico, al contener un destacado paleokarst en el sector Cazalla-Constantina. Su desarrollo se manifiesta en posiciones interfluviales y siempre abierto por la red actual (BAENA ESCUDERO, 1988; BAENA ESCUDERO y DÍAZ DEL OLMO, 1988). Su impronta fisiográfica queda caracterizada bien por relieves residuales de crestas isoclinales (Cerro de Gibarrayo y Trasierra) que en el límite septentrional de la cuenca conforman bellos modelos apalachianos (DÍAZ DEL OLMO, 1982); bien a modo de aplanamientos (Cerro del Hierro y Pozos) con corrosión cripto-kárstica de cronología intra-Miocena Plio-Pleistocena (BAENA ESCUDERO, 1988), sobre los que se desarrolla un modelado de paleopoljes, cañones y edificios travertínicos fluviales cuaternarios (BAENA y DÍAZ DEL OLMO, 1989).

Por otro lado, los mogotes calizos y calco-dolomíticos implantados por debajo de las superficies corrosivas, concentran las principales manifestaciones del endokarst en la cuenca del Huéznar. Concretamente en el Cerro del Hierro (Constantina), la karstificación profunda ha progresado orientada por el sistema de fracturas, favoreciendo la conformación de corredores kársticos, conductos y simas verticales, como la de Paulino de – 60 m, con un fuerte taponamiento

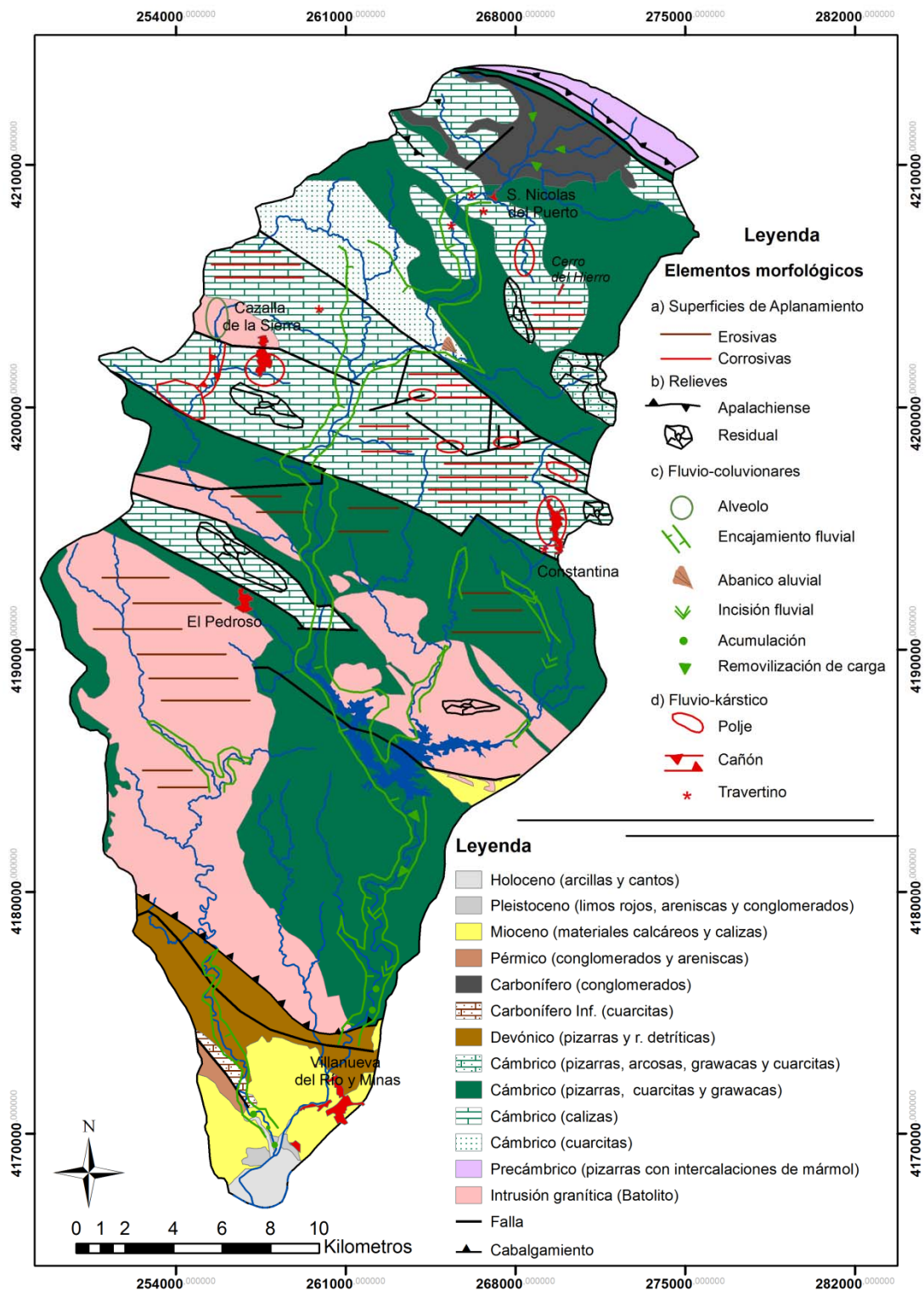


Figura 11.18: Mapa geológico con los principales componentes lito-estructurales y morfológicos de la cuenca del río Rivera de Huéznar. Elaboración propia. Fuente: Mapa Geológico 1:200.000 y 1:50.000 (IGME, servicio WMS)

de arcillas caoliníticas (DÍAZ DEL OLMO *et al.*, 1998). Desde un punto de vista hidrogeológico, en este paleokarst se desarrolla el sistema acuífero Constantina-Cazalla con un caudal estimado en 114 l/s, en el que se identifican numerosas surgencias de agua (IGME, 1986), algunas de ellas en posiciones próximas a los talwegs actuales, cuando éstos inciden los fondos de paleopoljes y paleovalles (DÍAZ DEL OLMO *et al.*, 1998).

En cuanto a las series de areniscas, configuran relieves residuales de marcada componente estructural que, en posición geométrica monoclinal (Cerro del Negrillo) se elevan 300 m por encima de los niveles generales de la Sierra. Por el contrario en los sectores donde se evidencia un alto metamorfismo o donde se localizan cuerpos intrusivos, se manifiesta niveles de aplanamientos erosivos o de alteración sobre granitos a unos 400 m de altitud (SW Constantina y el Pedroso).

Por último, el aparato morfológico de carácter fluvial viene acompañado de una potente incisión general que, en el cauce del R. Huéznar y en el tramo final del Arroyo Parroso, supera los 100 m respecto a los aplanamientos regionales. A este encajamiento fluvial le sigue la formación de varios niveles de terrazas y abanicos aluviales, muy bien definidos entre San Nicolás del Puerto y la Estación de Cazalla-Constantina. No obstante, se aprecian igualmente otras muestras de encajamiento en los sectores pizarrosos que disectan los arroyos de Navalhondilla, la Villa, la Rubia, y San Pedro. En la actualidad, los procesos geomorfológicos más relevantes se desarrollan en el lecho del cauce principal, en el tramo comprendido entre la presa del Rivera de Huéznar y la confluencia con el río Guadalquivir. Éstos se desarrollan, en un primer tramo de 5 km, en forma de fuertes removilizaciones de carga grosera de fondo; a las que le siguen, aguas abajo, zapamientos de márgenes con incorporación de carga procedente de las terrazas cuaternarias del río que, en las inmediaciones de Villanueva del Río y Minas, generan acumulaciones fluviales en forma de barras centrales y laterales al cauce. En todo el tramo final, la tendencia a la incisión es destacada, generando taludes bien definidos respecto a la llanura de inundación actual.

Desde un punto de vista morfométrico, la cuenca hidrográfica del río Rivera de Huéznar se define de manera general, por su forma elongada (F_r 0,2; HORTON, 1932; SENCIALES, 1999) y una orientación general NE-SW, que pasa a N-S en el tramo final. Su red de drenaje con trazado N-S, disposición dendrítica de orden 4 y una relación de bifurcación media (4,6); responde al tipo de cuencas alargadas sin demasiada dependencia estructural (HOWARD, 1967; SALA y GAY, 1981). Ello supone, *a priori* una rápida concentración y evacuación del flujo de avenida en condiciones naturales, siendo estimado el tiempo de concentración entre 7 y 10 h a partir de las ecuaciones de Kirpich y Témez (MOPU, 1990).

Por su parte, el cauce principal, de más de 72 km de longitud, tiene su origen en las proximidades de la Sierra de San Pedro a unos 700 m de altitud, si atendemos a los criterios topográfico y de longitud (SENCIALES, 1999); y no en las surgencias kársticas de San Nicolás del Puerto como tradicionalmente se le atribuye, basándose exclusivamente en el criterio hidrológico. Con un gradiente altitudinal de 680 m hasta su confluencia con el río Guadalquivir, el perfil longitudinal del Rivera de Huéznar se configura con una pendiente media del 0,9% adquiriendo una curva que se aleja del perfil de equilibrio teórico (Fig.11.19).

A nivel de detalle y al igual que se detecta en el Guadalbarcar, el río Rivera de Huéznar presenta varias rupturas de pendiente que vienen condicionadas tanto por el contraste litológico entre materiales de diferente coherencia mecánica (calizas-esquistos) y el posible rejuego tectónico de las grandes fracturas hercínicas (Fallas del el Vendoval-el Pintado y de la Fundición de la Plata); como por la posición de un antiguo nivel de base del Huéznar. En este sentido, y en la medida que el Rivera de Huéznar y el Guadalbarcar comparten interfluvio, se identifica un pasillo morfológico a la altura del embalse del Huesna, que podría reflejar el trazado de una paleored de drenaje concordante a la estructura que tomaría dirección Este hacia la Dehesa del Conde y Majalimar; y que, en su desarrollo enlazaría con la cabecera del río Guadalbarcar en dirección a la Puebla de los Infantes. Algunos indicios como el codo de captura y la ruptura de pendiente localizada a 31km de su

desembocadura con el Guadalquivir (Fig. 11.19), así como el paleovalle de fondo plano colgado a unos 300 m de altitud, podrían apuntar en este sentido.

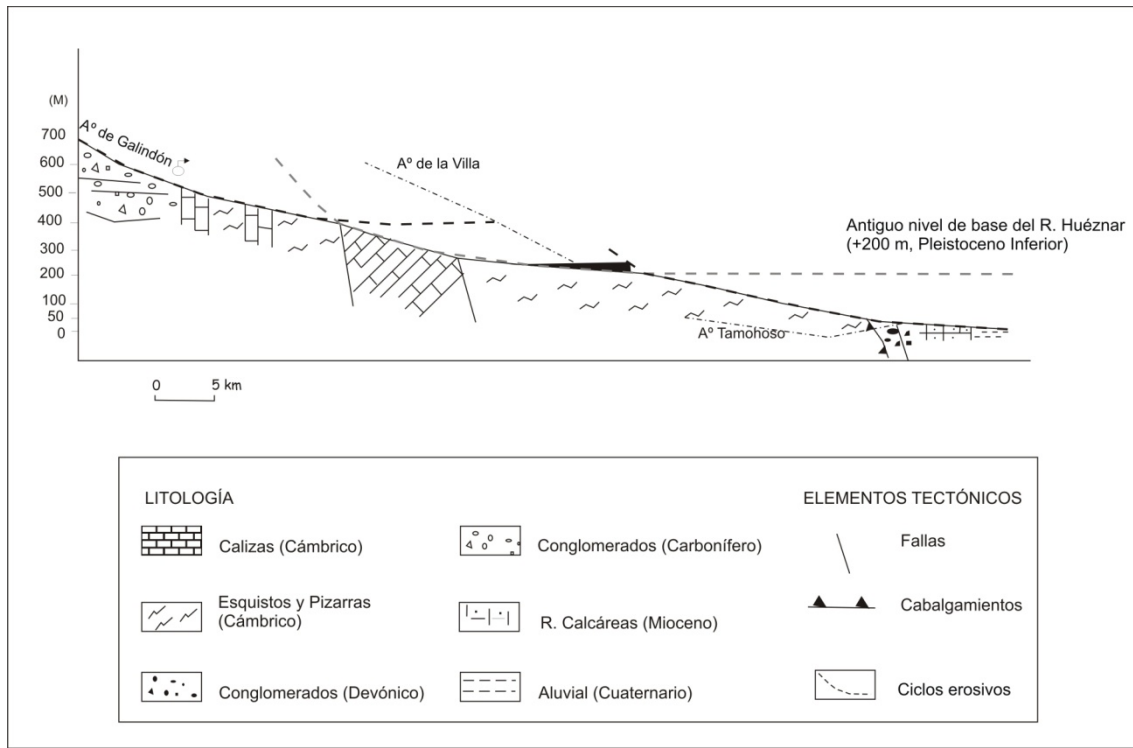


Figura 11.19: Representación del perfil longitudinal del Río Rivera de Huéznar con esquema indicativo de las variaciones lito-estructurales y su relación con las pendientes y posibles antiguos niveles de base (García Martínez y Baena, 2007).

Con ello, los materiales conglomeráticos atribuidos al Mioceno según esta interpretación, corresponderían a depósitos del Pleistoceno Inferior (GARCÍA MARTÍNEZ y BANEJA, 2007). La evolución posterior de esta red estaría asociada a su captura, por otro colector de dirección N-S remontante desde el valle del Guadalquivir, configurándose de esta manera, el tramo bajo actual del Río Rivera de Huéznar. Por otro lado, es de resaltar la superposición de diferentes ciclos erosivos vinculados, por un lado al Guadalquivir en su tramo bajo (erosión remontante), con una pendiente media de la curva de 0,6%; al antiguo nivel de base del río Rivera de Huéznar, con una pendiente del 1%; y por último, a la captura de cuencas más o menos endorreicas en su tramo alto (A° de Galindón), y pendiente de 1,4%.

A nivel de precipitaciones, la cuenca del río Rivera de Huéznar pese a que cuenta con varios observatorios meteorológicos, no nos ha permitido calcular la precipitación media ni siquiera para la subcuenca del embalse, dado que no todas tienen el mismo registro temporal de datos. Pese a ello y a partir de la creación de los polígonos Thiessen (ArcGis 10) para la cuenca alta del Huéznar, se puede inferir una mayor influencia relativa de los observatorios de San Nicolás del Puerto (5703) y Constantina (5708); y por tanto, un mayor peso de los datos registrados en ellos a la hora de interpretar los aportes a la escorrentía de la red que aporta al embalse. De esta manera, y teniendo en cuenta la alta correlación entre estos dos observatorios (r de Pearson de 0,95) por un lado, y que comparte interfluvio con el Guadalbarcar por otro, podemos decir que la distribución estacional de la precipitación en la cuenca alta del Rivera de Huéznar (1977-1997) repite el modelo ya descrito para éste. Esto es, máximos de precipitación a finales de otoño (noviembre) e inicios de invierno (diciembre) y mínimos en verano con un segundo máximo en primavera, concretamente en el mes de abril (Fig. 11.21).

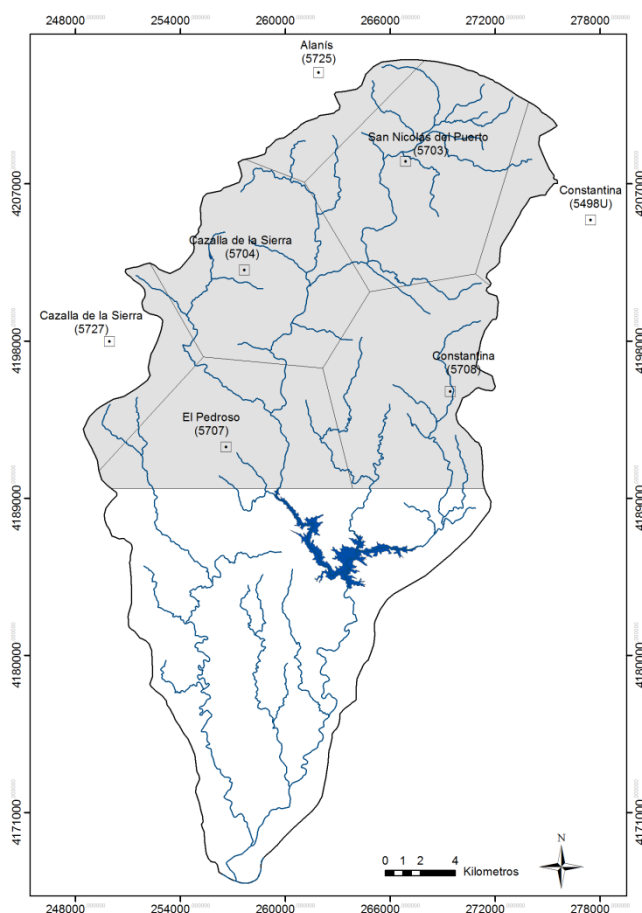


Figura 12.20: Polígonos Thiessen a partir de la localización de los observatorios de la cuenca alta del R. Huéznar. Fuente: CLIMA (Subsistema de Climatología Ambiental, C.M.A., Junta de Andalucía)

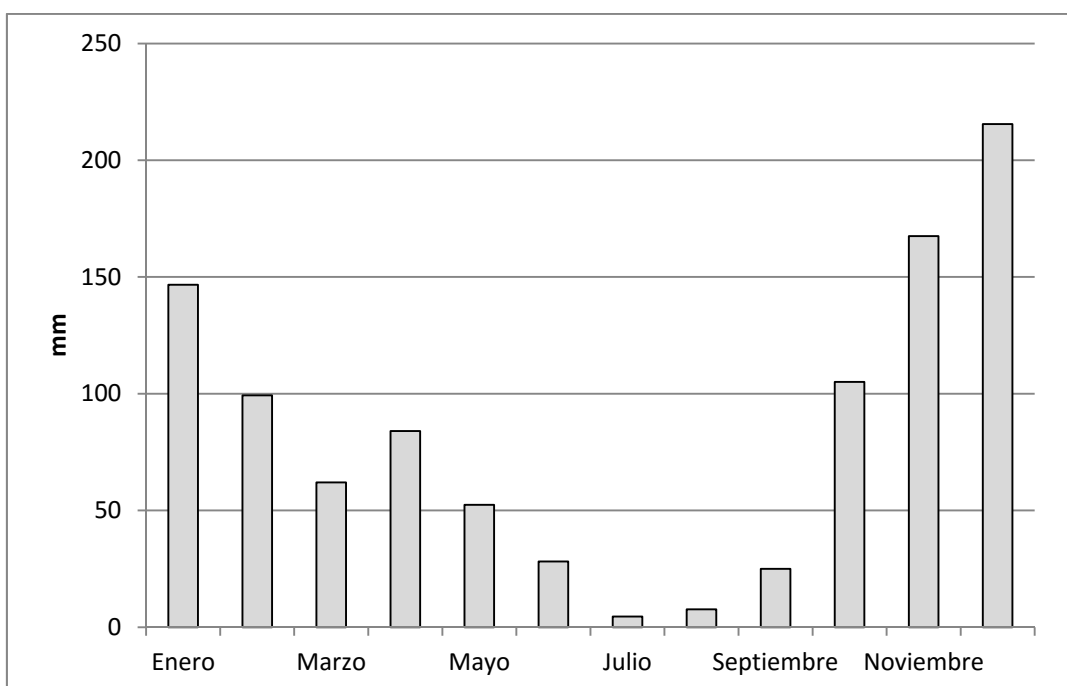


Figura 11.21: Variabilidad estacional de la precipitación en la cuenca alta del río Rivera de Huéznar a partir de los datos del observatorio de Constantina (5708) para la serie 1977-1997. Fuente: CLIMA (Subsistema de Climatología Ambiental, C.M.A., Junta de Andalucía).

Por último, destacamos la presencia del embalse de Huesna en el tramo medio del río, cuya entrada en explotación se remonta al año 1987. Se trata de un embalse con una subcuenca drenada de 479 km², capacidad 134,6 hm³ de agua embalsada y 43 hm³ de regulación. El uso del agua embalsada está dirigido al abastecimiento de buena parte del área metropolitana de Sevilla y en menor medida, a la generación de energía eléctrica (900 kw, C.H.G).

11.2.2. Fuentes y Análisis estadístico de los datos

11.2.2.1. Fuentes de datos

La cuenca del río Rivera de Huéznar, a diferencia de la del Guadalbarcar, cuenta con dos sistemas de control de caudales diferentes, por un lado, la

estación de aforo en río y por otro, el embalse de Huesna; y en ambos casos, con datos contrastados por el Sistema de Información de Anuarios de Aforos (SIAA). En cuanto al primero, la cuenca dispone de dos estaciones en el cauce principal del Huéznar, la del Pedroso (5145) a una altitud de 291 m y la de Villanueva del Río y Minas (5127) a una altitud de 22 m; y una en el cauce del arroyo Parroso (5128), afluente del Huéznar por su margen derecha, a escasos 3 kilómetros de la confluencia de éste con el Guadalquivir (Fig.11.22). Sin embargo, y pese a tener tres estaciones de aforo activas tan sólo la de Villanueva (5127) registra datos continuados de caudal medio para una serie de 18 años, la correspondiente a los años entre 1977 y 1994. Los años posteriores a 1994 o no presentan continuidad temporal en su registro de caudal como sucede entre 1996 y 2000, o existen importantes lagunas en los valores mensuales imposibles de completar, como ocurre a partir del año 2000.

En cuanto al resto de las estaciones de aforo, ninguna de ellas aporta registros de caudal de calidad. Así, ni la de El Pedroso (5154) que dispone de un registro de 14 años ni la del arroyo Parroso (5128), con uno de 11 tienen continuidad temporal. Es por ello por lo que ninguno de estos aforos se considera adecuado para el análisis hidrológico anual o estacional del río Rivera de Huéznar. Pese a ello la estación de aforo 5128 registra la avenida de diciembre de 1996, de especial interés si consideramos la proximidad de su confluencia con el Huéznar a escasos kilómetros del Guadalquivir.

En lo que respecta al sistema de control que ejerce el embalse de Huesna (E-5056), el SIAA aporta datos de caudales medios de Aportación y Desembalse para la serie comprendida entre los años 1993 y 2011. A partir de estos datos y dado que el embalse está ubicado en el tramo medio de la cuenca, el análisis hidrológico podrá definir no sólo el comportamiento hidrológico natural de la cuenca alta del río Rivera de Huéznar, sino también el grado de alteración que la presa ejerce sobre este comportamiento natural y que corresponderá al comportamiento hidrológico del Huéznar en su tramo medio-bajo.

Por último y al igual que sucediera en el río Guadalbarcar, el comportamiento hidrológico extremo en avenidas del río Rivera de Huéznar a partir del año

2000, quedará definido mediante el análisis de los datos aportados por el SAIH. De esta manera podremos aproximarnos también a la regulación que ejerce el embalse del Huesna en crecida.

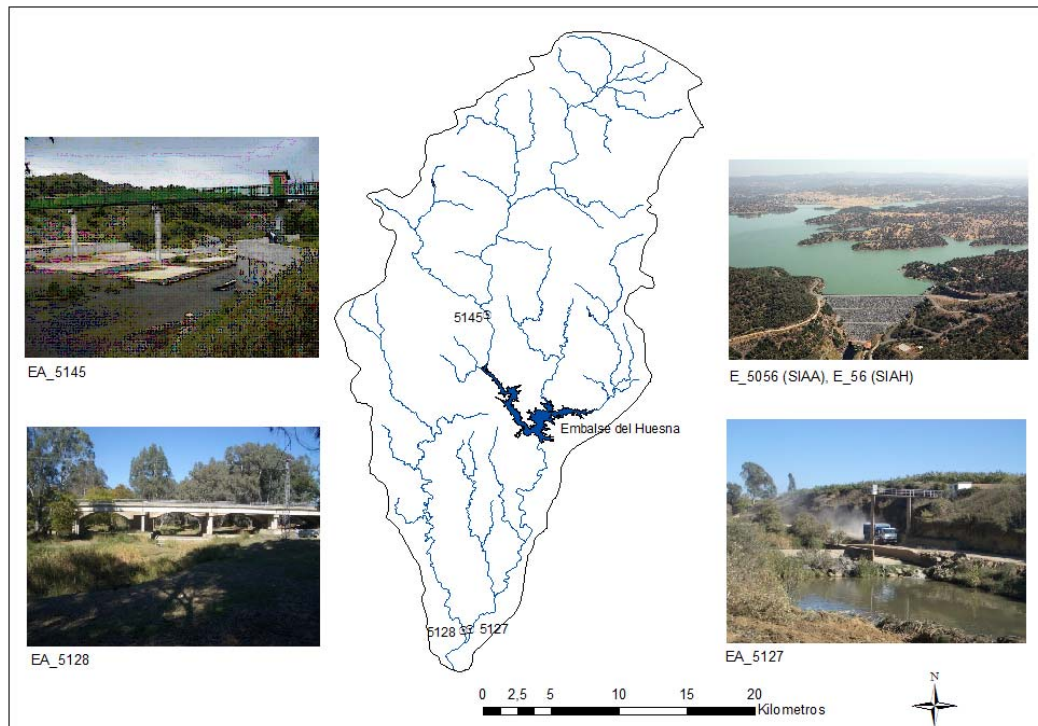


Figura 11.22: Localización de las estaciones de aforo del río Rivera de Huéznar y el embalse del Huesna. Fuente: SIAA

11.2.2.2. Los datos de aforo de Villanueva del Río y Minas (1977-1994)

La serie de caudales correspondiente a la estación de aforo de Villanueva (5127) para el periodo 1977-1994 está caracterizada por un caudal modular y una desviación típica de de 2,87 y 3,3 m³/s, respectivamente (Cuadro 11.6). Con un elevado coeficiente de variación, de 116,9% la serie presenta una gran heterogeneidad de los valores de caudal anual entorno al valor modular, identificándose el valor máximo en el año 1978 y el mínimo en 1992.

**Características estadísticas de la serie
Rivera de Huéznar, 5127 (1977-1994)**

Length of the Series : 18
 Arithmetic Mean : 2.8733
 Standard Deviation : 3.3590
 Variance : 11.2828
 Coefficient of Variance: 116.90%
 Coefficient of Skew : 1.6031
 Coefficient of Kurtosis : 1.2480
 Maximal Value : 10.5 (Year: 1978)
 Minimal Value : 0.1 (Year: 1992)
 1st Quartile (25%) : 0.8
 Median : 1.5
 3rd Quartile (75%) : 3.3
 Extremes : 1977 (9.3), 1978 (10.5), 1979 (9.6),
 Outliers : /
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.305 (p=0.070, O.K.)

 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): y = 7.0308 -0.4376*x
 T-test for Coefficient b1 : T=-3.872 >? --2.119 (95%)
 : (SIGNIFICANT)
 Trend /10 years: -4.376 (out)
 Index of Determination (Correlation): 0.4838 (0.6955)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : 5.5010+5.1550=10.6560

 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : r1 = 0.756 <? r1(Tg_95%) = 0.328 (out)
 Von Neumann Ratio V :
 : V = 0.482 >? V(Tg_95%) = 1.344 (out)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : rs = -0.699, t = -3.906 <? Tkrit_97.5% = 2.119 (out)
 : Degrees of Freedom: 16
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : t = -0.503 <? Tkrit_95% = 0.338 (out)

 (Source: Like, 1983) AnClim, v5.025

Cuadro 11.6: Características estadísticas de la serie de caudales del río Rivera de Huéznar correspondiente a la estación de aforo de Villanueva del Río y Minas, 5127 (1977-1994).
 Fuente: SIAA

El primer cuartil estaría integrado por los valores inferiores a 0,8 m³/s y el tercer cuartil tendría como límite 3,3 m³/s (Fig.11.23); mientras quedan definidos como valores extremos los correspondientes a los años 1977, 1978 y 1979 sin que se detecte ningún valor atípico u *outlier*. Según el test de Kolmogorov-Smirnov y el coeficiente de kurtosis ($C_k=1,2$) la distribución de los datos se adapta a una distribución normal ($p=0,070$) y leptocurtica, con una elevada concentración de datos alrededor de los valores centrales de la variable.

El modelo de regresión lineal es significativa, para un índice de correlación del 0,69 lo que infiere cierta dependencia en la tendencia. Así lo ponen de manifiesto también el coeficiente de correlación serial y el test de Mann-Kendall que en ningún caso confirmarían la hipótesis H_0 , de no existencia de dependencia en la tendencia para un nivel de confianza del 95%; por lo que no se confirma la aleatoriedad de la serie. La explicación de esta no aleatoriedad en los caudales del río Rivera de Huéznar en la estación de Villanueva y por lo tanto, la dependencia de unos datos respecto a otros podría obedecer a un comportamiento estrictamente climático o a causas antrópicas derivadas de la construcción de la presa del Huesna en el año 1987.

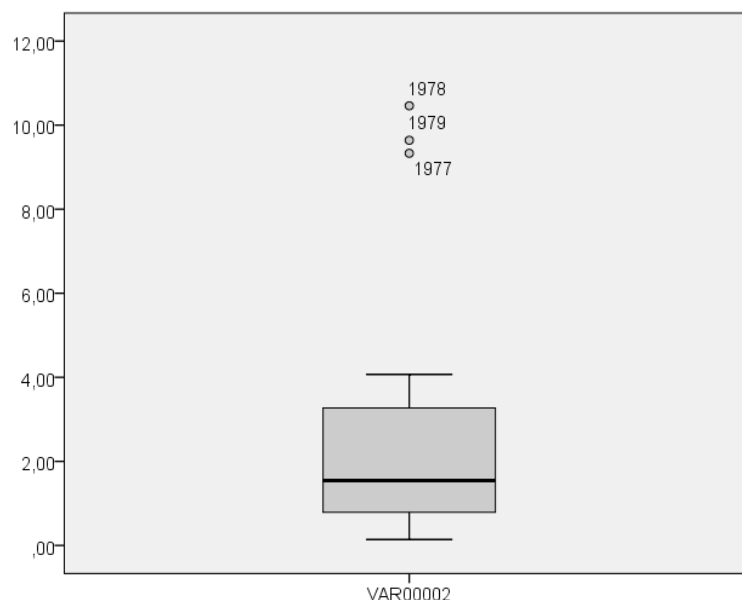


Figura 11.23: Representación de la serie de caudales de la estación de aforo de Villanueva del Río y Minas, 5127 (1977-1994)

Con el deseo de arrojar algo de luz a este respecto, se procede a la descomposición de la serie de Villanueva en dos subseries a partir del año en el que se construye el embalse del Huesna (1987): la primera abarcaría los años 1977-1986 y la segunda los años 1987-1994. Pese a que ninguna de ellas alcanza un número de datos suficientes que pudieran ser representativos del comportamiento, el análisis estadístico pone de manifiesto algunas consideraciones a tener en cuenta:

- Periodo 1977-1986 (Cuadro 11.7): en esta nueva serie ningún valor es identificado como extremo, pese a que en la serie completa los años 1977, 1978 y 1979 son catalogados como tales. El modelo de regresión sigue siendo significativo, con un índice de correlación mayor (0,73) lo que infiere la existencia de un motivo que define la tendencia. Tan sólo el test de Mann-Kendall confirma la aleatoriedad de la serie aunque con reservas, como se deriva del signo de interrogación en el estadístico. Asimismo, se confirma la no asociación de estas dos variables mediante el coeficiente de Spearman (r_s) para un nivel de significación del 97,5%.
- Periodo 1987-1994 (Cuadro 11.8): en esta serie tampoco se identifica ningún valor como extremo. El modelo de regresión sigue siendo significativo con un mayor índice de correlación (0,84), mientras que el test de Mann-Kendall no confirma la aleatoriedad, infiriendo la dependencia en la tendencia. Por último, el test de Spearman rechazaría la hipótesis H_0 de que las dos variables no se asocian. En este caso al acercarse a -1 el coeficiente de Spearman ($r_s = -0,833$), y superando así el valor crítico para un nivel de significación del 97,5% rechazaría la hipótesis inicial y se confirmaría que las dos variables se asocian inversamente de manera muy estrecha.

Estación de aforo 5127, Subserie (1977-1986)

Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:

: D= 0.328 (p=0.231, O.K.)

Linear Regression Model (x=Time):

($y=b_0+b_1*x$): $y = 9.4713 - 0.9750*x$

T-test for Coefficient b_1 : $T=-3.103 >? -2.306$ (95%)

: (SIGNIFICANT)

Trend /10 years: -9.750 (out)

Index of Determination (Correlation): 0.5462 (0.7391)

Variance (Residuals+Estimates=Total) : $6.5142+7.8422=14.3564$

Tests of Randomness (general):

Serial Correlation Coefficient r_1 :

: $r_1 = 0.739 <? r_1(Tg_{95\%}) = 0.406$ (out)

Von Neumann Ratio V :

: $V = 0.563 >? V(Tg_{95\%}) = 1.188$ (out)

:

: Degrees of Freedom: 8

Test of Randomness (against Trend):

Spearman Rank Statistic r_s :

: $r_s = -0.527, t = -1.755 <? T_{krit_97.5\%} = 2.306$ (O.K.)

Mann-Kendall Rank Statistic :

: $t = -0.333 <? T_{krit_95\%} = 0.487$ (O.K.)

(Source: Like, 1983) AnClim, v5.025

Cuadro 11.7: Parámetros estadísticos de la subserie 1977-1986

Estación de aforo 5127 Subserie (1987-1994)

Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:

: D= 0.210 (p=0.873, O.K.)

Linear Regression Model (x=Time):

($y=b_0+b_1*x$): $y = 3.5129 - 0.4854*x$

T-test for Coefficient b_1 : $T=-3.855 >? -2.448$ (95%)

: (SIGNIFICANT)

Trend /10 years: -4.854 (out)

Index of Determination (Correlation): 0.7124 (0.8440)

Variance (Residuals+Estimates=Total) : $0.4994+1.2368=1.7361$

:

Tests of Randomness (general):

Serial Correlation Coefficient r_1 :

: $r_1 = 0.690 <? r_1(Tg_{95\%}) = 0.433$ (out)

Von Neumann Ratio V :

: $V = 0.714 >? V(Tg_{95\%}) = 1.134$ (out)

:

Test of Randomness (against Trend):

Spearman Rank Statistic r_s :

: $r_s = -0.833, t = -3.693 <? T_{krit_97.5\%} = 2.448$ (out)

: Degrees of Freedom: 6

Mann-Kendall Rank Statistic :

: $t = -0.643 <? T_{krit_95\%} = 0.566$ (out)

(Source: Like, 1983) AnClim, v5.025

Cuadro 11.8: Parámetros estadísticos de la subserie 1987-1994

De todo ello se desprende un comportamiento diferenciado, en un periodo (1977-1994) en el que existe una cierta dependencia climática vinculada a la presencia de años secos como son los correspondientes a la sequía de la década los 80 y los 90 (PITA, 2001). Sin embargo, podríamos plantear como hipótesis que la construcción de la presa en 1987 podría ser la que infiere un comportamiento hidrológico diferenciado en el río Rivera de Huéznar a partir de ese momento, manifestándose a nivel estadístico en la dependencia de los datos.

11.2.2.3. Los datos de Aportación y Desembalse del embalse de Huesna (1993-2011)

Con una longitud de 19 años la serie de aportación al embalse del Huesna presenta un caudal modular de $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ y una alta heterogeneidad en los valores de la variable, como lo demuestran los valores de la desviación típica ($3,32 \text{ m}^3/\text{s}$) y del coeficiente de variación (94,8%). El valor máximo y mínimo de la serie corresponden a los años 2010 y 2005, respectivamente, al igual que en el río Guadalbarcar aunque en el caso de la cuenca del Huéznar no se identifica ningún valor como extremo. El primer cuartil quedaría integrado por los valores de caudal inferiores a $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ mientras que el tercer cuartil queda definido por el valor $5,3 \text{ m}^3/\text{s}$ (Cuadro 11.9 y Fig. 11.24). La regresión es no significativa para un nivel de confianza del 95%, siendo el incremento positivo de $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$ por año y de $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ para 10 años. De la misma manera el test de correlación serial y el de Mann-Kendal confirman la H_0 , por lo que se acepta la aleatoriedad de la serie.

En cuanto a la serie de desembalsado lo más destacado es la disminución del caudal modular, estimado en un 6%, una mayor asimetría negativa en la distribución así como la menor variabilidad en los datos (Fig. 11.25) y la identificación del año 2010 como valor extremo, localizándose en esta ocasión el mínimo en el año 1995. El modelo de regresión sigue siendo no significativa para un nivel de confianza del 95% aunque en este caso el valor de cambio anual es de $0,07 \text{ m}^3/\text{s}$ y de $0,7 \text{ m}^3/\text{s}$ el decenal, sensiblemente superior al de la serie de aportación al embalse. Por último, el test de Mann-Kendall sigue confirmando la aleatoriedad de la serie y por tanto, la no dependencia en la

tendencia como así lo confirma también el test de Spearman para un nivel de confianza del 97,5%.

Características estadísticas de la serie Huesna, 5056, Aportación (1993-2011)	
Length of the Series :	19
Arithmetic Mean :	3.5016
Standard Deviation :	3.3213
Variance :	11.0308
Coefficient of Variance:	94.85%
Coefficient of Skew :	1.2667
Coefficient of Kurtosis :	0.8733
Maximal Value :	11.4 (Year: 2010)
Minimal Value :	0.2 (Year: 2005)
1st Quartile (25%) :	0.8
Median :	2.5
3rd Quartile (75%) :	5.3
Outliers :	/
Extremes :	/
:	
Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:	
:	D= 0.182 (p=0.552, O.K.)
:	
Linear Regression Model (x=Time):	
(y=b0+b1*x):	y = 2.9935+0.0508*x
T-test for Coefficient b1 :	T=0.356 <? 2.109 (95%)
:	(NON significant)
Trend /10 years:	0.508
Index of Determination (Correlation):	0.0074 (0.0861)
Variance (Residuals+Estimates=Total) :	10.3728+0.0774=10.4502
:	
Tests of Randomness (general):	
Serial Correlation Coefficient r1 :	
:	r1 = 0.174 <? r1(Tg_95%) = 0.321 (O.K.)
Von Neumann Ratio V :	
:	V = 1.705 >? V(Tg_95%) = 1.357 (O.K.)
:	
Test of Randomness (against Trend):	
Spearman Rank Statistic rs :	
:	rs = 0.175, t = 0.733 <? Tkrit_97.5% = 2.109 (O.K.)
:	Degrees of Freedom: 17
Mann-Kendall Rank Statistic :	
:	t = 0.099 <? Tkrit_95% = 0.328 (O.K.)
:	
(Source: Like, 1983) AnClim, v5.025	

Cuadro 11.9: Características estadísticas de la serie de Aportación al embalse de Huesna, 5056 (1993-2011). Fuente: SIAA

**Características estadísticas de la serie
Huesna, 5056, Desembalse (1993-2011)**

Length of the Series : 19
 Arithmetic Mean : 3.2968
 Standard Deviation : 3.3570
 Variance : 11.2697
 Coefficient of Variance: 101.83%
 Coefficient of Skew : 1.2884
 Coefficient of Kurtosis : 1.0604
 Maximal Value : 12.0 (Year: 2010)
 Minimal Value : 0.2 (Year: 1995)
 1st Quartile (25%) : 0.8
 Median : 1.8
 3rd Quartile (75%) : 5.1
 Extremes : 2010 (12.0),
 Outliers : /
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.230 (p=0.265, O.K.)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): $y = 2.5370 + 0.0760 \cdot x$
 T-test for Coefficient b1 : $T = 0.529 < ? 2.109$ (95%)
 : (NON significant)
 Trend /10 years: 0.760
 Index of Determination (Correlation): 0.0162 (0.1274)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : $10.5034 + 0.1732 = 10.6766$
 :
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : $r1 = 0.182 < ? r1(Tg_{95\%}) = 0.321$ (O.K.)
 Von Neumann Ratio V :
 : $V = 1.688 > ? V(Tg_{95\%}) = 1.357$ (O.K.)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : $rs = 0.205, t = 0.865 < ? T_{krit_97.5\%} = 2.109$ (O.K.)
 : Degrees of Freedom: 17
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : $t = 0.076 < ? T_{krit_95\%} = 0.328$ (O.K.)
 :
 Confidence Intervals 95% :
 Arithm. Mean: (1.787 , 4.806)
 Standard Dev.: (2.590 , 4.699)
 (Source: Like, 1983)

Cuadro 11.10: Características estadísticas de la serie Desembalse, 5056 (1993-2011). Fuente: SIAA

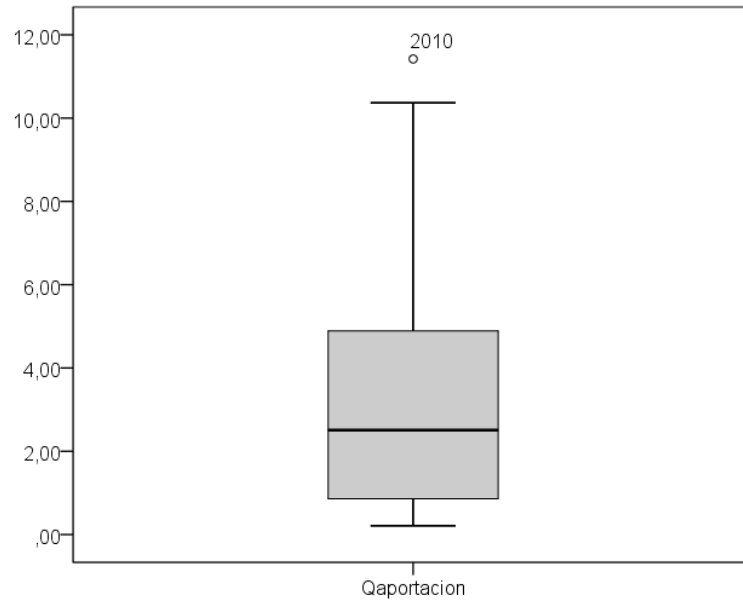


Figura 11.24: Representación de la serie *Aportación* (en m^3/s), 5056 (1993-2011)

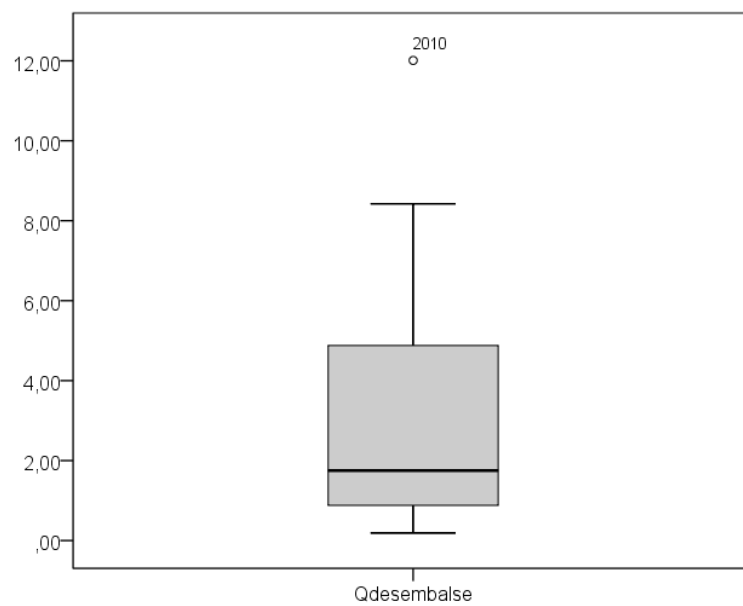


Figura 11.25: Representación de la serie *Desembalse* (en m^3/s), 5056 (1993-2011)

11.2.3. La variabilidad interanual

11.2.3.1. Análisis de valores estandarizados del aforo de Villanueva del Río y Minas (1977-1995)

La variabilidad que presenta el registro de caudales de la estación de aforo de Villanueva constata una fuerte irregularidad interanual especificada en un coeficiente de irregularidad de 53 (Fig. 11.26). Al igual que en el Guadalquivir aunque con matices diferentes, en el río Rivera de Huéznar se detecta un periodo hidrológico algo más húmedo que coincide con el comienzo de la serie. A éste le siguen hasta dos periodos secos, los correspondientes a la década de los 80 (desde 1981 a 1984) y a la de los 90 (desde 1991 a 1995); tan sólo interrumpidos por un incremento de caudal en los años 1985 y 1987, coincidiendo este último con el año de construcción del embalse de Huesna (134,6 hm³ de capacidad).

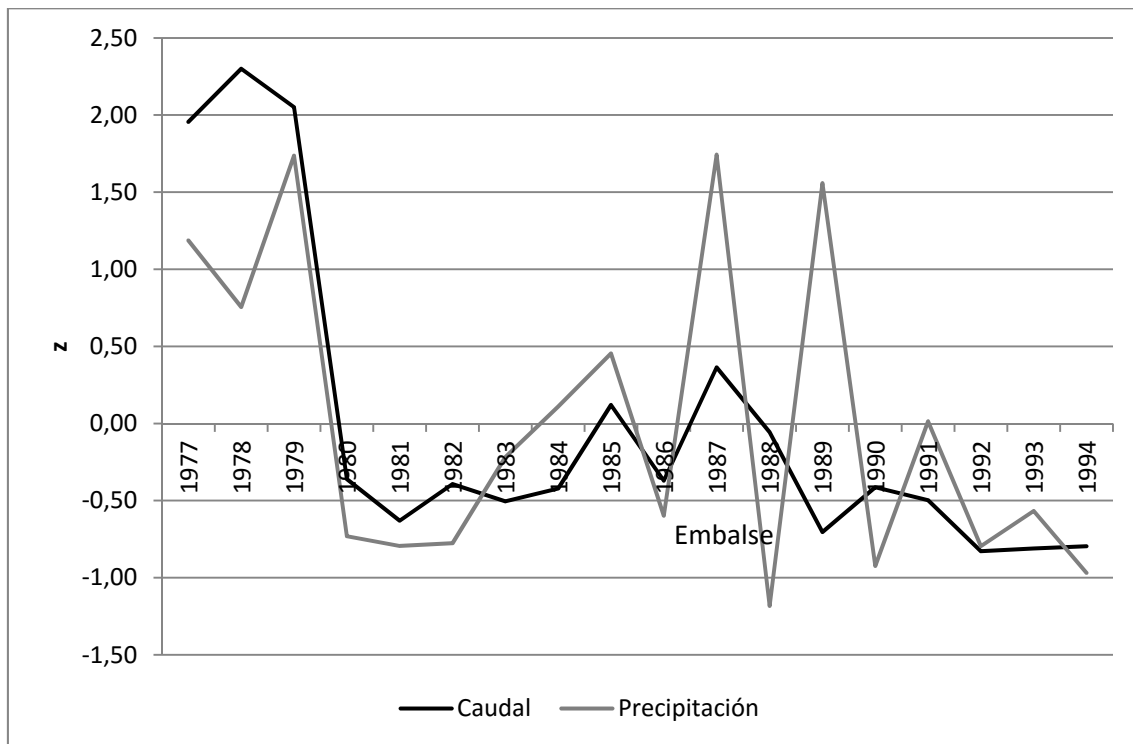


Figura 11.26: Variabilidad interanual del Río Rivera de Huéznar a la salida de la cuenca (5127, 1977-1994). Se incluye el valor estandarizado de la precipitación para el observatorio de Constantina (5708). Fuente: SIAA

Si comparamos este comportamiento del río en su tramo bajo, con el de la precipitación en su cuenca alta, se observa cierta similitud en los valores estandarizados (Fig.11.26); a excepción del año 1989 en el que el caudal no manifiesta las precipitaciones de la cuenca. Si tenemos en cuenta que tan sólo dos años antes se había puesto en explotación el embalse del Huesna, este

comportamiento podría deberse a la retención por parte del embalse del caudal generado en su cuenca alta.

En lo que respecta a la homogeneidad de la serie, pese al reducido tamaño de la misma las pruebas realizadas identifican una ruptura en el año 1980 (Cuadro 11.11) tal y como se identificara también en el río Guadalquivir, aunque tan sólo el test de Desviación Acumulada aporta un estadístico inferior al valor crítico del estadístico para un nivel de significación del 99%.

Test	Año ruptura	Estadístico	N. Confianza
Desviación Acumulada	1980	$Q/\text{Sqrt}(N)=1,46$	1,42 (N=20); 99%
		$R/\text{Sqrt}(N)=1,46$	1,60 (N=20); 99%
T Student's	1980	$t= 3,75$	2,13 (N=15); 97,5%

Cuadro 11.11: Test de homogeneidad de la serie de Villanueva, 5127 (1977-1994)

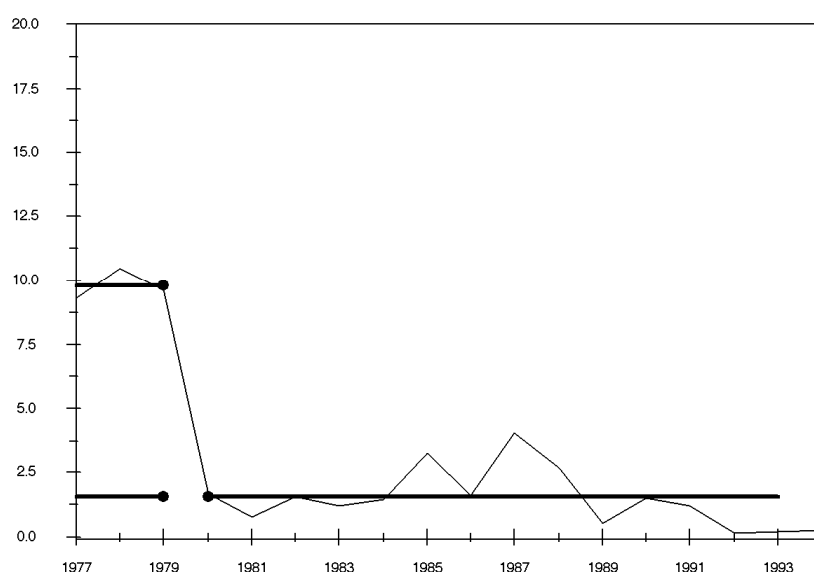


Figura 11.27: Representación de la ruptura de homogeneidad de la serie de Aportación, 5127 (1977-1994). El valor estimado de cambio entre las dos subseries es de $-8,2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tomando con cierta cautela la ruptura del año 1980 dado que no se ajusta estadísticamente para distintos niveles de significación, el modelo de regresión de la nueva serie (1980-1994) pasaría a ser no significativa, aunque el test de Mann-Kendall mantenga la aleatoriedad de la serie con reservas. Por otro lado,

la no correspondencia entre precipitación y caudal en 1989 dos años después de la construcción del embalse, parece reflejarse en una nueva ruptura (Cuadro 11.12); para la cual, los distintos estadísticos se ajustarían entorno a su valor crítico para niveles de significación del 95%.

Test	Año ruptura	Estadístico	N. Confianza
Desviación Acumulada	1989	Q/Sqrt(N)=1,15 R/Sqrt (N)= 1,31	1,22 N(20); 95% 1,34 N(20); 90%
T Student's	1989	t= 2,91	2,13 N(15); 97,5%

Cuadro 11.12: Test de homogeneidad de la serie de Villanueva (5127) a partir de 1980 (1980-1994)

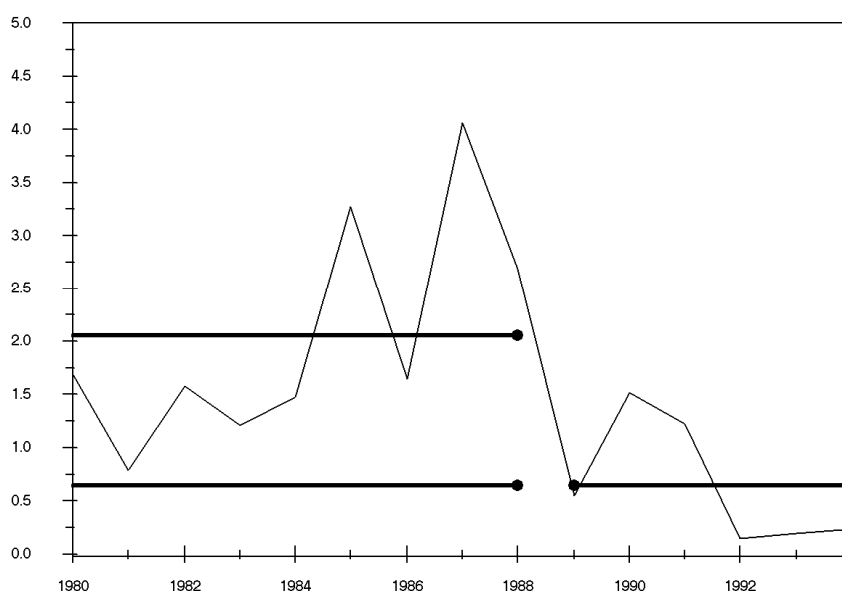


Figura 11.28: Representación de la ruptura de homogeneidad de la serie de Aportación, 5127 (1980-1994). El valor estimado de cambio entre las dos subseries es de $-1,402 \text{ m}^3/\text{s}$.

A tenor de lo expuesto hasta el momento las rupturas de 1980 y 1989 alterarían la homogeneidad de la serie, pudiendo responder en el primer caso, a una cierta dependencia climática aunque el análisis estadístico muestra algunas reservas al respecto; y en el segundo, a la puesta en explotación del embalse al inicio de un nuevo periodo seco, lo que agrava aún más las condiciones hidrológicas del río. Matizado los extremos de la variabilidad interanual, mediante el filtro de Gauss de paso bajo, el comportamiento del río refleja el

paso de unas condiciones ligeramente más húmedas a otras más secas (Fig. 11.29) que se hacen extremas a partir del año 1989 y hasta el final de la serie.

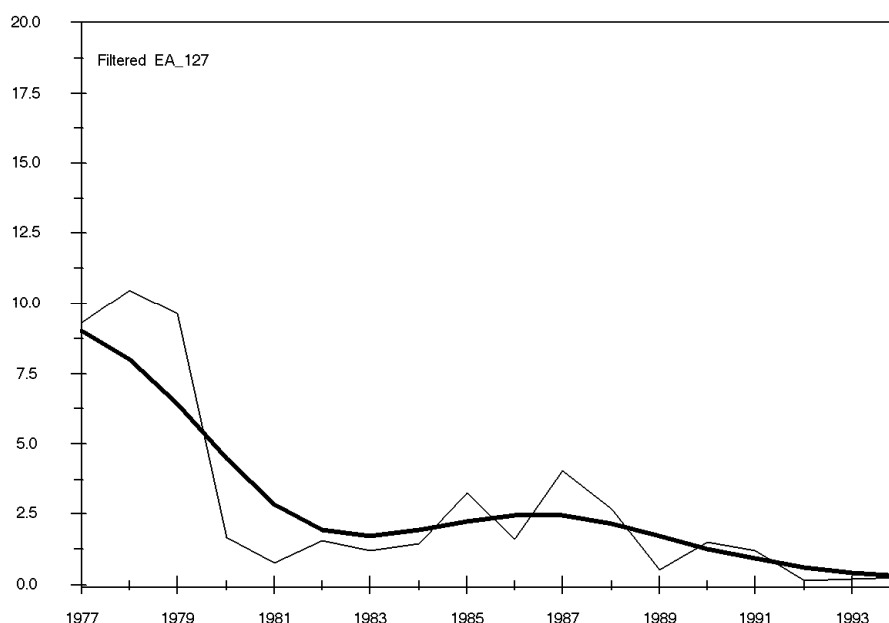


Figura 11.29: Filtro de Gauss de paso bajo (se suaviza mucho más los valores máximos respecto a los mínimos) en la serie de Villanueva del Río y Minas 5127, (1977-1994)

11.2.3.2. Análisis de valores estandarizados del embalse de Huesna (1993-2011): Aportación y Desembalse

A la vista de los valores estandarizados del caudal de la serie *Aportación*, el río Rivera de Huéznar en su cuenca alta se caracteriza por un comportamiento interanual definido por hasta cuatro máximos (Fig. 11.30): dos especialmente destacados en los años 1996-1997 y 2010, siendo el último el máximo valor modular de la serie; y otros dos en la primera mitad de la primera decena del nuevo siglo, esto es, en los años 2001 y 2003 al igual que se detectaran en el Guadalquivir. Al mismo tiempo, se identifican dos periodos prolongados en los que los caudales modulares del río alcanzan valores mínimos, uno en la década de los 90 como ya se identificara también en el aforo de *Villanueva* y otro comprendido entre 2005 y 2009, reconocido también en el río Guadalbarcar y en el propio Guadalquivir.

En lo que respecta a la serie *Desembalse* y al igual que sucede en los ríos anteriormente analizados, se detecta un descenso en el caudal modular de algo más de un 6% así como un incremento de la irregularidad interanual del 16,4%, aún cuando la variabilidad mantiene *grosso modo* el mismo comportamiento. Tan sólo destacar la atenuación del máximo de 1996, mientras se intensifica el máximo de 2010 así como las sequías de los años noventa y del segundo lustro del siglo XXI.

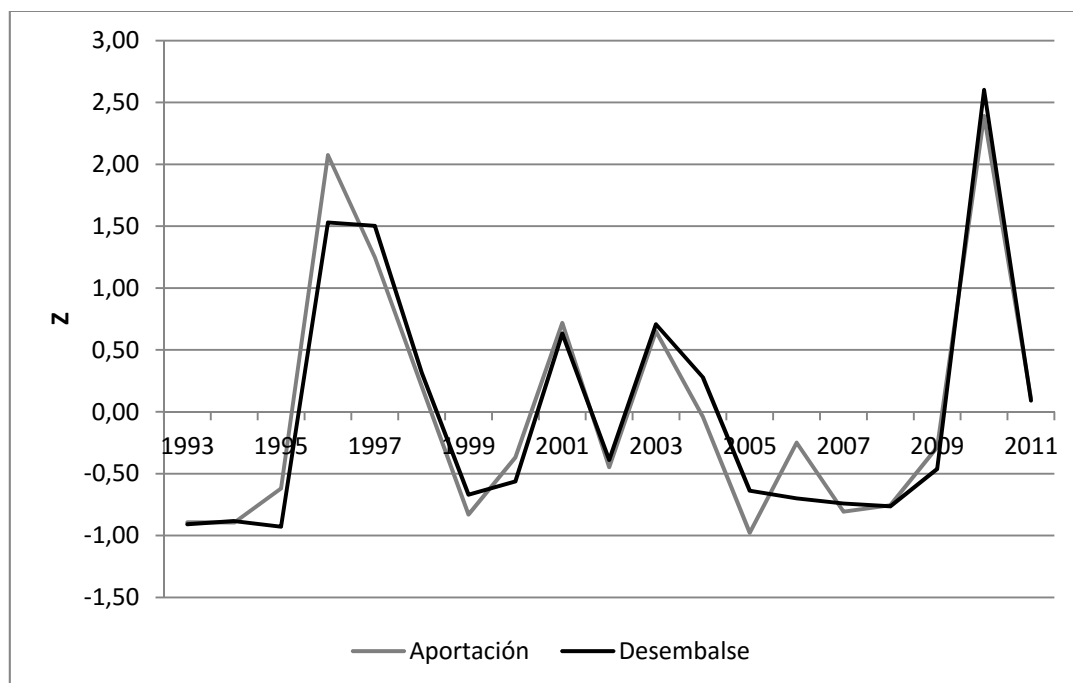


Figura 11.30: Variabilidad interanual del caudal modular de las series *Aportación* y *Desembalse*, 5056 (1993-2011). $CI_{Aportación} = 55$; $CI_{Desembalse} = 64$. Fuente: SIAA

La prueba de homogeneidad realizada a ambas series identifica una ruptura al final de la serie, en el año 2010, al igual que se detectara en el río Guadalbarcar; con la excepción del test de Desviaciones Acumuladas, que para la serie *Desembalse* identifica la ruptura al comienzo de la serie, en el año 1996 (Cuadro 11.13 y 11.14).

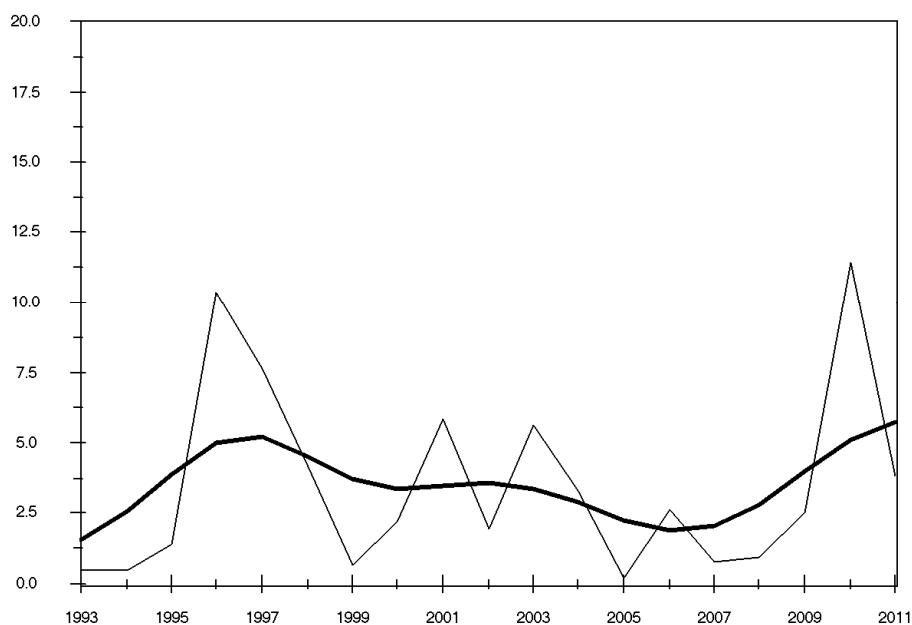
Test	Año ruptura	Estadístico	Valor crítico / N. Confianza
Desviación Acumulada	2010	Q/Sqrt(N)=0,569 R/Sqrt(N)=0,811	1,10 N(20); 90% 1,34 N(20); 90%
T Student's	2010	t= 2,00	2,06 N(25); 97,5%

Cuadro 11.13: Test de homogeneidad de la serie de *Aportación*, 5056 (1993-2011)

Test	Año ruptura	Estadístico	Valor crítico/ N. Confianza
Desviación Acumulada	1996	Q/Sqrt(N)= 0,623 R/Sqrt(N)= 0,766	1,10 N(20); 90% 1,34 N(20); 90%
T Student's	2010	t= 2,215	2,06 N(25); 97,5%

Cuadro 11.14: Test de homogeneidad de la serie de *Desembalse*, 5056 (1993-2011)

Matizada la curva de variabilidad interanual de las series *Aportación* y *Desembalse* a partir del filtro de Gauss (Fig. 11.31), el comportamiento hidrológico interanual del río Rivera de Huéznar guarda cierta similitud con el comportamiento descrito tanto por el Guadalbarcar como por el propio Guadalquivir. Esto es el paso de unas condiciones especialmente húmedas a otras de transición, en la que se alternan ciclos húmedos con otros más secos, intensificándose éstos al final de la serie, para romper con un nuevo ciclo húmedo.



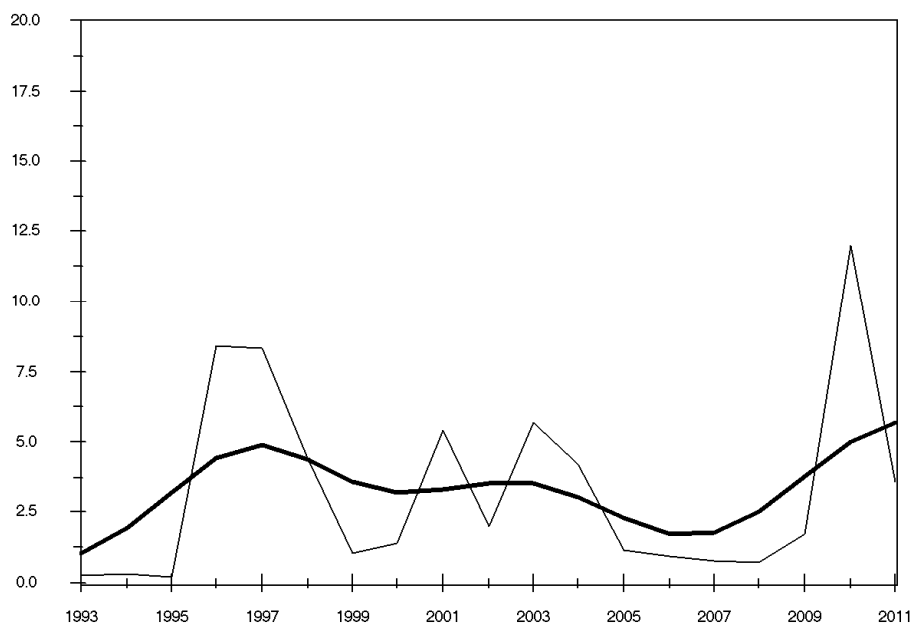


Figura 11.31: Filtro de Gauss en la serie Aportación (imagen superior) y Desembalse (imagen inferior), para el periodo 1993-2011. Fuente: SIAA

La valoración integral del comportamiento hidrológico del río Rivera de Huéznar (1977-2011) a partir de las series de *Villanueva* y de *Desembalse*, sería posible si la estación de aforo de Villanueva funcionase correctamente aforando el caudal desembalsado por el Huesna. Pese a que esto no es posible, la interpretación cualitativa de ambas series de manera conjunta, en la que desde 1987 cuenta con la regulación del embalse, aporta un comportamiento general del Huéznar que obedece a un mismo patrón: una fase húmeda a finales de la década de los setenta (años 1978 y 1979) a la que le sigue un periodo de transición con alternancia de años húmedos y secos, más intensos al final del periodo (sequía 90) y que termina con una nueva fase húmeda al final de la década de los noventa (años 1996 y 1997). A ésta le seguirá un nuevo período de transición con características similares al anterior, volviendo a cerrar la serie un nuevo periodo húmedo en el año 2010. Por otro lado, el año de creación del embalse no refleja en sí mismo un cambio en el comportamiento hidrológico del río, sino la gestión que se hace del mismo en momentos hidrológicos extremos. Así se manifiesta tanto en la sequía de la década de los

noventa del siglo XX y en la de comienzos del siglo XXI, como en el máximo hidrológico del año 2010.

12.2.4. Régimen Fluvial

12.2.4.1. Análisis de las curvas de coeficiente de caudal

a) Datos de aforo en Villanueva del Río y Minas (1977-1994)

El régimen fluvial de este río a la salida de la cuenca refleja un solo máximo que supera el coeficiente 3, cuyo punto más álgido se da en enero; y un mínimo generalizado desde marzo a octubre aunque con una ligera recuperación de la curva, sin llegar a superar el coeficiente 1 en junio (Fig.11.32). Este comportamiento tan peculiar, algo alejado de la variabilidad estacional que describió MASACHS (1948) para un régimen pluvial subtropical tiene su explicación por un lado, en la existencia de un caudal de base procedente del acuífero kárstico de las calizas cámbricas de Sierra Morena y por otro en encontrarse parcialmente regulado.

La posibilidad de fragmentar la serie en el año de construcción del embalse del Huesna (1987) permite analizar por un lado, su régimen fluvial en condiciones naturales y por otro, las principales repercusiones en el comportamiento estacional de la puesta en explotación de dicho embalse (Fig. 11.32). Así en condiciones naturales, el régimen fluvial del río mantiene el máximo de enero y el periodo de aguas bajas con un estiaje especialmente acusado entre los meses de julio a septiembre, dando idea así de la elevada irregularidad intranual ($CI_{intranual} = 111$). Mientras, la regulación del embalse adelanta el máximo a diciembre con un coeficiente de caudal superior a 3,5, genera un segundo máximo en junio que supera el módulo del río, disminuye el caudal entre enero y marzo y matiza el estiaje de verano. Todo ello conlleva una disminución del coeficiente de irregularidad intranual hasta 69.

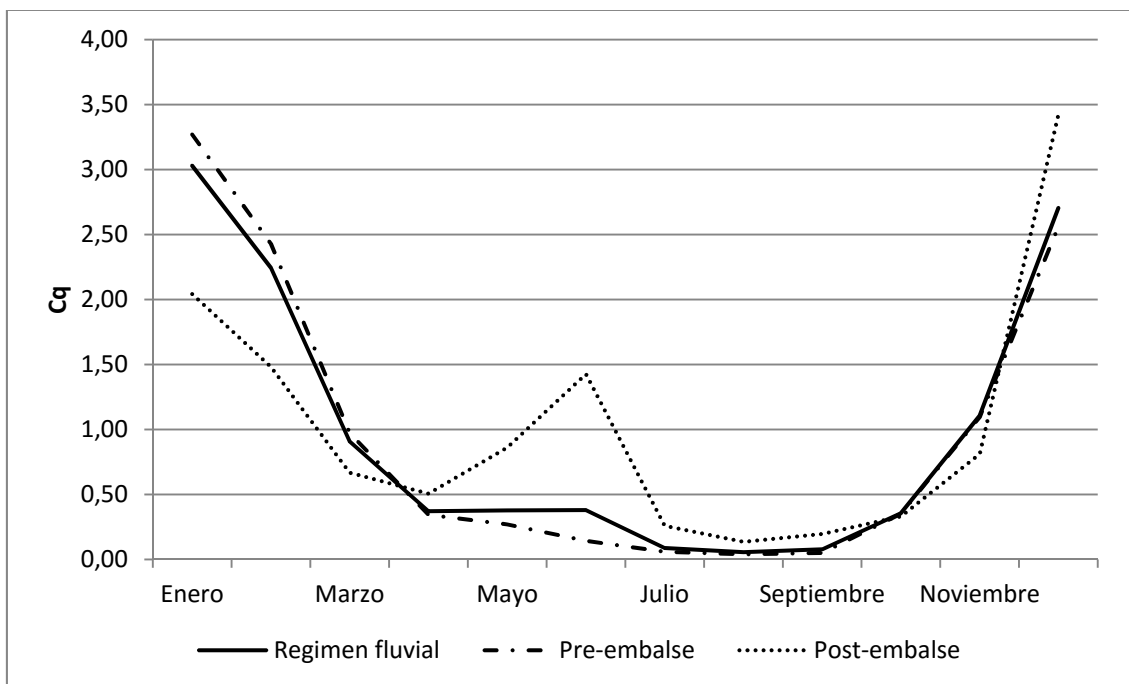


Figura 11.32: Régimen fluvial del río Rivera de Huéznar a la salida de la cuenca (5127, 1977-1994). Asimismo se incluye el comportamiento estacional del río en condiciones pre-embalse y post-embalse. Fuente: SIAA

Por tanto, la construcción del embalse de Huesna trae consigo aguas abajo del mismo, la alteración inmediata del régimen fluvial en los años posteriores, pudiendo con el tiempo recobrar un nuevo equilibrio estacional, como tendremos ocasión de analizar en el siguiente apartado.

b) Datos de Aportación y Desembalse en el Huesna (1993-2011)

Para los últimos 19 años el régimen fluvial del río describe un comportamiento estacional para la cuenca alta, caracterizado por un periodo de aguas altas desde diciembre a marzo, en el que se identifica un sólo máximo en diciembre con un coeficiente de caudal 3 (Fig. 11.33); y un periodo de aguas bajas desde marzo a noviembre, en el que se identifica un estiaje acusado en los meses de julio y agosto. El mantenimiento del caudal en mayo está relacionado con la descarga del acuífero, mientras la recuperación de la curva en octubre y noviembre, sin alcanzar el valor modular de la serie, se debe al comienzo del año hidrológico.

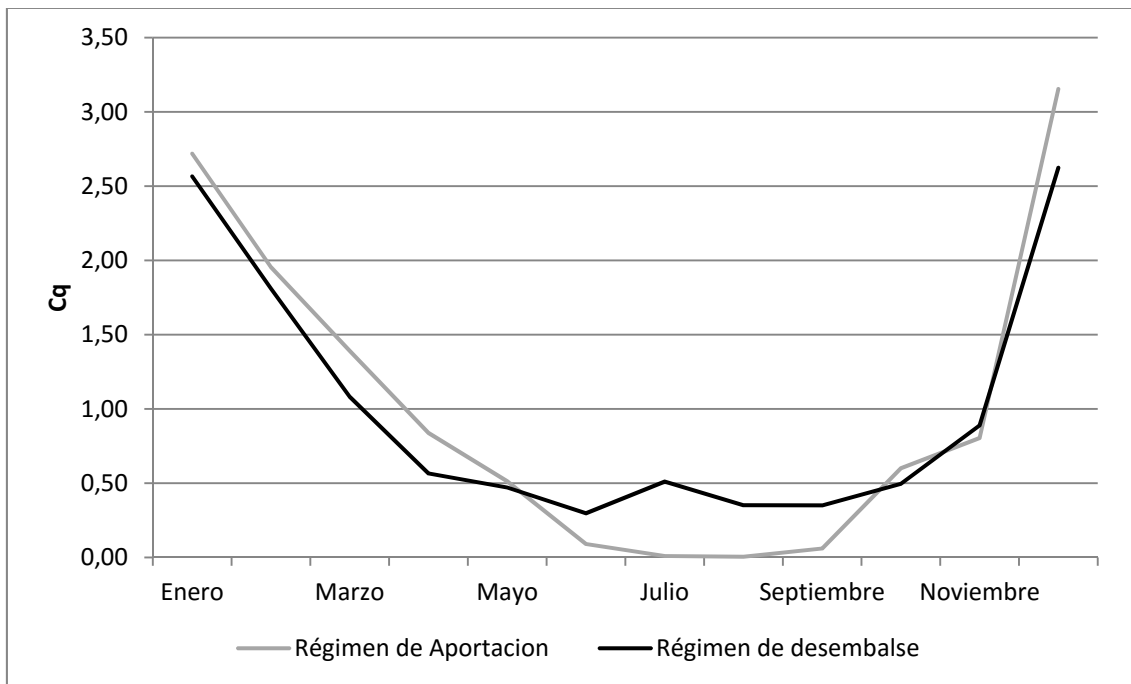


Figura 11.33: Régimen fluvial del río Rivera de Huéznar a partir de los datos de Aportación y Desembalse del Huesna (1993-2011)

En contraposición, la gestión del embalse aporta al tramo bajo del río un régimen fluvial caracterizado por una mayor regularidad estacional. En él se identifica un máximo mantenido durante los meses de diciembre y enero, con coeficientes de caudal ligeramente superiores a 2,5 y la desaparición del estiaje estival que por el contrario, describe un pequeño repunte en el mes de julio, probablemente asociado a descargas en verano. Pese a ello, circulará menos caudal en primavera que lo que lo hiciera en condiciones naturales y el comienzo del año hidrológico no tendrá manifestación alguna en el río.

En cuanto a la irregularidad mensual, la serie Aportación (Fig. 11.34) refleja para un intervalo de confianza del 95%, un comportamiento mucho más irregular en los meses de diciembre, enero y febrero, mientras que éste es mínimo o prácticamente inexistente en los meses de primavera y verano, respectivamente. Por su parte en la serie Desembalse, pese a que disminuye sensiblemente la dispersión de los datos en los meses de diciembre y enero, ésta sigue siendo la más alta del año. Por el contrario, las descargas de verano infieren una mayor irregularidad en el comportamiento de dichos meses.

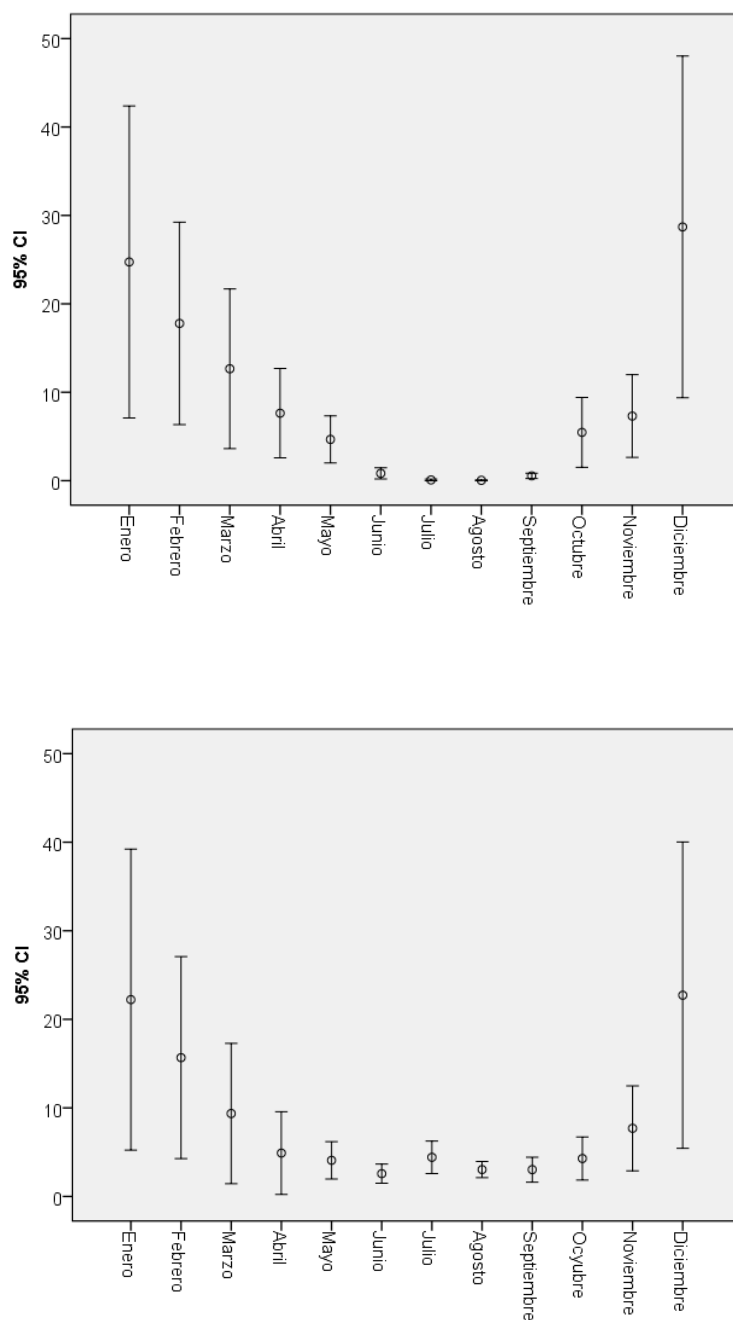


Figura 11.34: Variabilidad mensual (en hm^3) en el régimen fluvial del río Rivera de Huéznar a partir de las series de Aportación y Desembalse (1993-2011)

11.2.4.2. Cambios en el régimen fluvial entre 1977 y 2011

La gestión del embalse que comenzó incrementando la irregularidad al río, adelantando el máximo a diciembre con coeficientes de caudal extremos (C_q próximo a 3,5) y generando un segundo máximo muy destacado en el mes de

junio ($Cq=1$), aporta con el tiempo cierta regularidad estacional al mismo. Así, los máximos se localizan en los meses de diciembre-enero con coeficientes de caudal más modesto, de entorno a 2,5 y se elimina el estiaje acusado de verano que en ningún caso llega a valores de coeficientes de caudal 0. Asimismo, el segundo máximo de junio identificado en los años posteriores a la puesta en explotación del embalse, se convierte en la actualidad en un leve incremento de caudal en julio con un coeficiente que no supera el 0,5. Por otro lado, se matiza el incremento de caudal correspondiente al comienzo del año hidrológico, manifestándose levemente en el cauce ordinario del tramo medio y bajo del Rivera de Huéznar. Por último, la dispersión de los datos seguirá siendo máxima en diciembre y enero, incrementándose sensiblemente en los meses de verano.

11.2.5. Las crecidas del río Rivera de Huéznar

11.2.5.1. Consideraciones previas

Para el análisis del comportamiento hidrológico extremo del río Rivera de Huéznar volvemos a contar con dos sistemas de control: por un lado, las estaciones de aforo de Villanueva (5127) y del Parroso (5128) y por otro el embalse del Huesna. Las estaciones de aforos localizadas en el tramo bajo de la cuenca del Rivera de Huéznar, tan sólo registran la crecida de diciembre y enero de 1996-1997. Mientras que, los eventos posteriores podrán ser estudiados a través de los registros diarios de Aportación y Desembalse aportados por el SAIH para el embalse del Huesna.

A partir de los caudales máximos diarios anuales aportados por el SAIH (1999-2014) y aplicado el ajuste a una distribución Gumbel se obtienen los caudales puntas de crecidas correspondientes a los periodos de retorno (Cuadro 11.15). El ajuste se considera bueno, según el test de Kolmogorov-Smirnov tanto para la serie Aportación ($D=0,136 < D_{crit}= 0,327$) como para la serie Desembalse ($D= 0,164 < D_{crit}=0,327$) para un nivel de significación del 95%, siendo el coeficiente de determinación en ambos casos superior al 95%.

Periodo de retorno T (años)	$1 - \frac{1}{T} = F(x)$	Q Aportación	Q Desembalse
1,5 (~ <i>bankfull</i>)	0,367	46,7	23,4
2	0,500	70,3	34,3
5	0,800	142,8	67,9
10	0,900	190,9	90,1
25	0,960	251,5	118,3
100*	0,990	341,2	159,8

Cuadro 11.15: Caudales máximos diarios para distintos periodos de retorno. (*) No tendría valor estadístico, puesto que la serie no tiene la longitud adecuada.

Del cuadro anterior se deduce que el embalse del Huesna con una capacidad de 134,6 hm³ reduce en un 51% la magnitud de las crecidas, así como la frecuencia de las mismas. De este modo, para a venidas con un periodo de retorno inferior a dos años el caudal máximo disminuye una media de un 50%, siendo la disminución del 52% en aquellas con periodos de recurrencias superiores a cinco años. Por otro lado, mientras que en condiciones naturales existe un 10% de probabilidad de que se supere un caudal de 190,9 m³/s, correspondiendo a un evento de frecuencia decenal; aguas abajo del embalse, esta avenida puede transformarse teóricamente en una de frecuencia bianual.

La estimación del caudal teórico de *bankfull* tal y como queda recogido en el cuadro 11.15 corresponde estadísticamente a un periodo de recurrencia de 1,5 años (SELBY, 1985) y a un caudal de 46, 7 m³/s aguas arriba del embalse, mientras que aguas abajo este disminuye hasta los 23,4 m³/s. Sin embargo, la medición en campo de la altura de la lámina de agua en crecida ordinaria, esto es 1,8 m en la transversal del ferrocarril y entre 1,2 y 1,9 m en la transversal de la A-436, como tendremos ocasión de ver en el siguiente capítulo; aportaría un caudal superior a 50 m³/s en el primer caso, mientras que el caudal oscilaría entre 20 y 65 m³/s en el segundo a partir de la curva de gasto del río Rivera de Huéznar en el aforo de Villanueva.

En cuanto a la calidad de las series, tan sólo las correspondientes a las estaciones de aforo (Villanueva y Parroso) muestran lagunas durante los días 21, 22, 23 y 24 de diciembre de 1996. Para paliar este hecho, se procede a la construcción de las correspondientes curvas de gasto a partir del registro de las alturas de la lámina de agua. Así, dada la relación hidráulica existente entre la altura de la lámina de agua y el caudal que circula por el cauce en una sección fluvial determinada, podrán estimarse los datos de caudal que faltan a partir de la altura de la lámina de agua que registran. En este sentido, la curva de gasto de la crecida 1996-1997 correspondiente al río Rivera de Huéznar (Fig.11.35) queda definida para un coeficiente de correlación de 0,996 por las siguientes ecuaciones:

$$Q = 12,766H^{2,5422}$$

$$Q = 34,536H^2 - 37,964H + 12,749$$

Los valores estimados a partir de cualquiera de ellas, aportan datos de caudal de 171,5 m³/s para los días 21 y 24 de diciembre y de 290,8 m³/s los días 22 y 23 de diciembre, para lecturas de la lámina de agua de 2,78 y 3,42 m respectivamente.

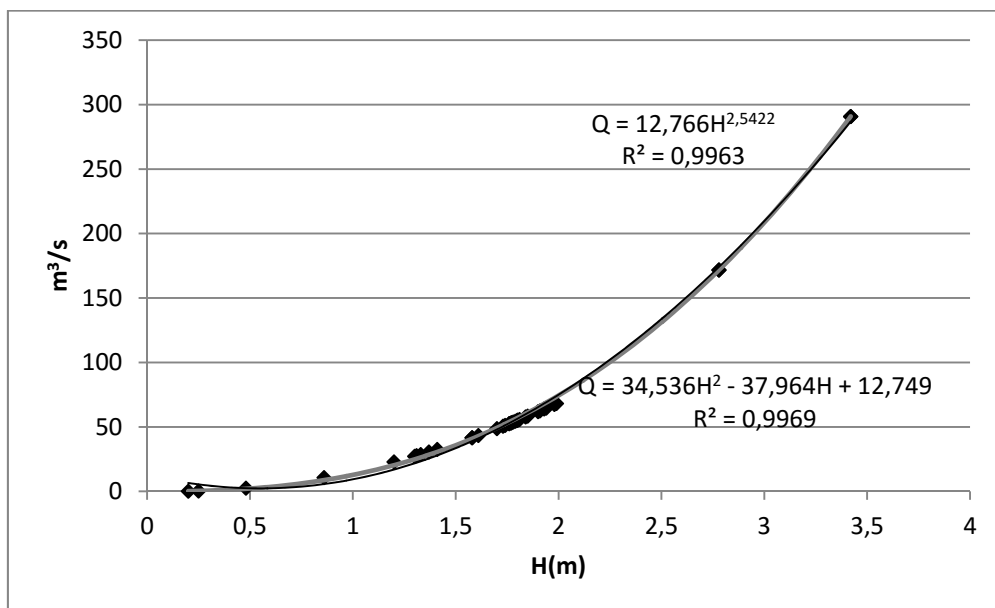


Figura 11.35: Curva de gasto de la avenida de diciembre de 1996 y enero de 1997 en el río Rivera de Huéznar

De la misma manera y con una mayor correlación, en este caso del 0,999 los datos de avenida correspondientes al arroyo Parroso se ajustan a la siguiente ecuación,

$$Q = 20,548xH^{2,3338}$$

a partir de la cual, se obtienen los datos de caudal correspondientes a las lecturas de la lámina de agua registradas entre los días 20 y 24 de diciembre de 1996 (Fig. 11.36). En esta ocasión, el caudal máximo alcanzado por el arroyo Parroso tiene lugar el 24 de diciembre cuando alcanza los 135 m³/s.

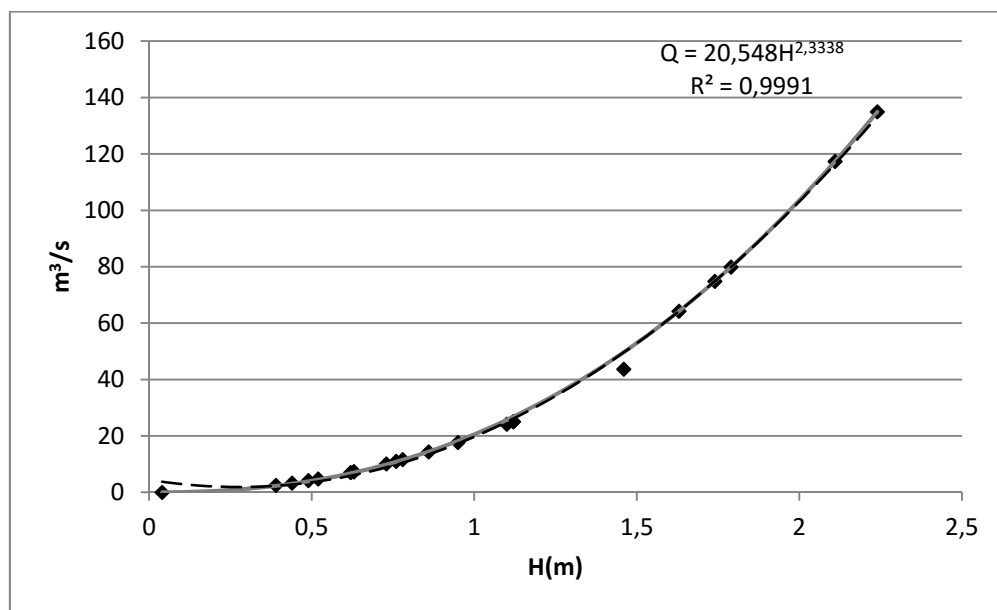


Figura 11.36: Curva de gasto de la avenida de diciembre de 1996 y enero de 1997 en el arroyo Parroso

11.2.5.2. La crecida de 1996 en los aforos de Villanueva del Río y Minas y del Parroso

La crecida de diciembre de 1996 da comienzo el 20 de diciembre y se prolonga durante cinco días para finalizar el 25 del mismo mes, día en el que se inicia la curva de agotamiento (Fig. 11.37). Si observamos el hidrograma, este evento se caracteriza no tanto por la celeridad con la que alcanza la punta de crecida (tp: 3 días) sino por como la evacua en tan sólo 1 día; teniendo en cuenta que el máximo caudal o punta de crecida mantiene constante el caudal durante los

días 23 y 24 de diciembre. Así, en tan sólo cinco días el río evacúa un volumen de caudal de 17450 m³. A partir del día 25 de diciembre, la variabilidad de los caudales diarios que se registra en esta estación de aforo quedaría dentro de los límites del cauce ordinario.

Estimado en 10 horas el tiempo de concentración de la cuenca del río Rivera de Huéznar, según el método de TÉMEZ (MOPU, 1990) y BENÍTEZ, 1972 (SENCIALES, 1999) y teniendo en cuenta las características morfométricas de la cuenca ($F_r: 0,2$ y $R_b: 4,6$) así como la pendiente longitudinal (0,9%); las avenidas en el Huéznar no deberían alcanzar un tiempo de crecida tan amplio, aún cuando puedan desarrollar picos de crecida más o menos bruscos. Así lo establece SENCIALES (1999) para relaciones de bifurcación altas en cuencas alargadas pero de escasa pendiente. Sin embargo, a estas características habría que sumarle la influencia que podría ejercer el embalse del Huesna en el retardo de la concentración de la crecida.

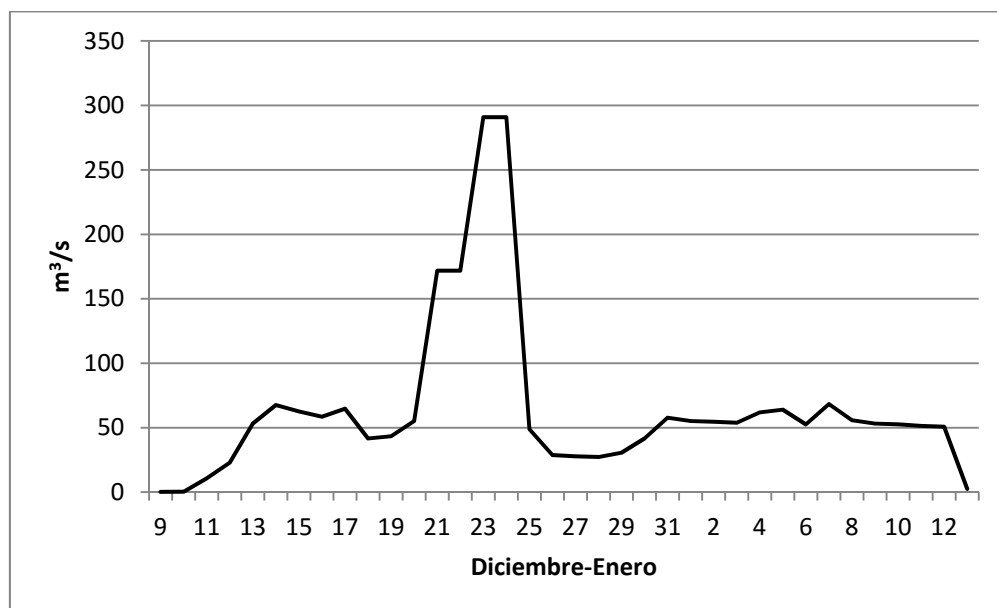


Figura 11.37. Hidrograma de la crecida de 1996 del río Rivera de Huéznar. Fuente: SIAA

El hidrograma de crecida del arroyo Parroso (Fig. 11.38) correspondiente al mismo evento de crecida muestra la generación de una onda de crecida que comienza el 19 y finaliza el 26, en la que se identifican con dos máximos, uno el día 22 con 117,3 m³/s y otro el 24 de diciembre con 134,9 m³/s. La

coincidencia de las puntas de crecida del Rivera de Huéznar y del Parroso, y de estas con la del Guadalquivir el día 24 de diciembre, conlleva no solo un aumento de la turbulencia del flujo en el tramo bajo del Huéznar sino una posible obstrucción en la evacuación de la crecida al llegar al Guadalquivir.

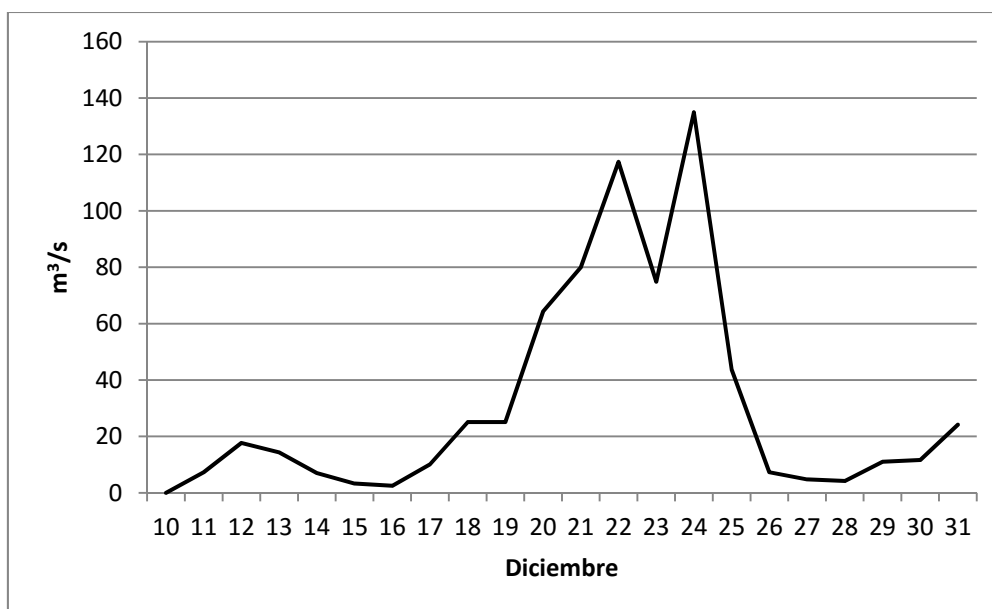


Figura 12.38: Hidrograma de la crecida de 1996 del arroyo Parroso. Fuente: SIAA

11.2.5.3. Las últimas crecidas del río Rivera de Huéznar en el embalse de Huesna

a) Las crecidas de 2001 y 2003

La primera avenida que registra el Sistema Automático de Información Hidrológica es la correspondiente al año 2001. Esta avenida, de periodo de recurrencia de 19 años en la serie de *Aportación*, se caracteriza por la generación de dos ondas de crecida: la primera comienza el 5 de enero y alcanza el caudal punta de algo más de 70 m³/s al día siguiente (Fig.11.39); mientras que la segunda, la de mayor envergadura, lo hace el 10 de enero, para alcanzar de nuevo en un sólo día una punta de crecida de 217 m³/s. Finalizada su evacuación el 13 de enero comienza la curva de agotamiento.

Por el contrario aguas abajo del embalse, la onda de crecida se lamina generando un hidrograma plano con un tiempo base de 7 días y caudal máximo de 50 m³/s. La gestión de la misma comienza un día después de que llegue al embalse la primera punta de crecida el 7 de diciembre y finaliza el día 20 del mismo mes.

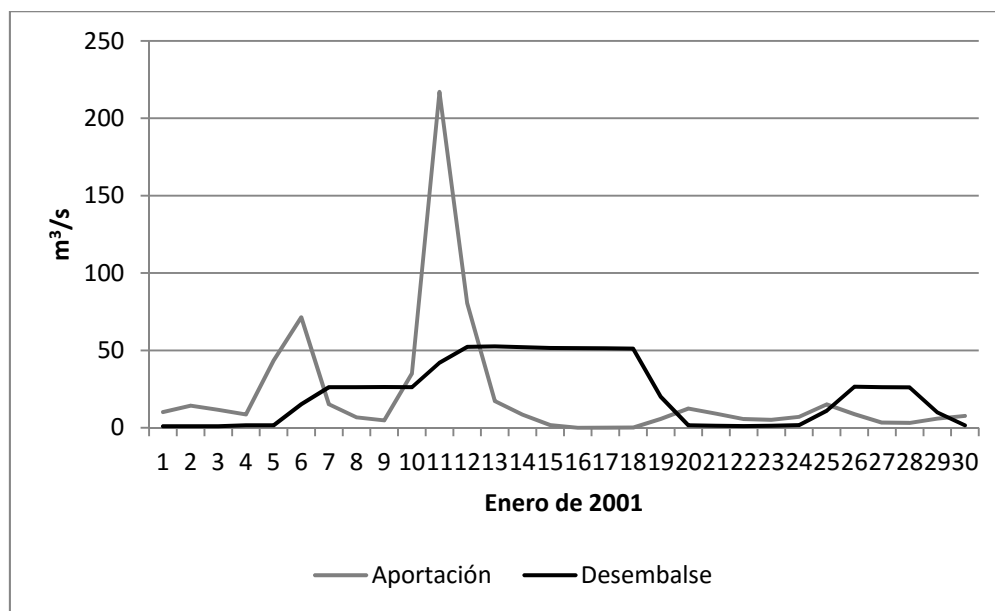


Figura 11.39: Hidrograma de la crecida de de 2001 del río Rivera de Huéznar. Fuente: SAIH

Dos años después de ésta tendrá lugar la avenida de diciembre de 2003. En este caso, con un periodo de recurrencia de 6 años y un caudal punta de algo menos de la mitad el correspondiente a 2001, la crecida no podrá ser regulada de la misma manera que la anterior. En este caso, la crecida natural del Huéznar que comienza el 5 de diciembre alcanza la punta de crecida un día después (143,7 m³/s), finalizando su evacuación en dos días (Fig. 11.40). Mientras que aguas abajo, la gestión del embalse genera un hidrograma plano que empieza el día 7 mediante el desembalse continuado de 67 m³/s; para a partir de entonces iniciar un descenso escalonado del desembalse hasta el día 17 de diciembre.

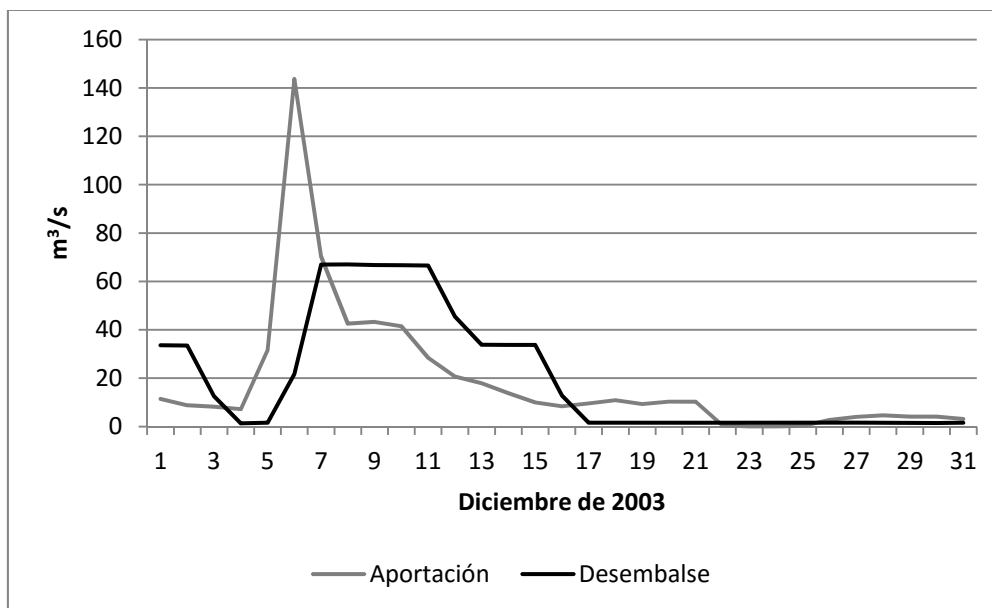


Figura 11.40: Hidrograma de la crecida de 2003 del río Rivera de Huéznar. Fuente: SAIH

b) La crecida de 2010-2011

La última avenida de invierno de la serie estudiada (1993-2011) es la que acontece en diciembre de 2010 y enero de 2011. Con un periodo de recurrencia idéntico a la de 2001 y un caudal punta similar, la crecida de 2010 es sin embargo, de mayor envergadura que la de comienzos de siglo. De comportamiento parecido a la del Guadalbarcar, la crecida natural del Rivera de Huéznar genera también tres ondas de crecidas sucesivas con puntas de caudal de 217,6 m³/s, 161,4 m³/s y 77,4 m³/s, los días 7, 22 y 31 de diciembre, respectivamente y una cuarta de 47 m³/s el día 8 de enero (Fig.11.41). Mientras, el embalse en su intento de laminarla genera aguas abajo, un hidrograma escalonado con tres ondas, en este caso artificiales: las dos primeras en diciembre con tiempos de base similares, 7 y 6 días, respectivamente, corresponden a desembalses de entorno a 66 m³/s; mientras que la tercera ya en enero, amplía su tiempo base a 10 días y está vinculada a desembalses de entorno a 35 m³/s.

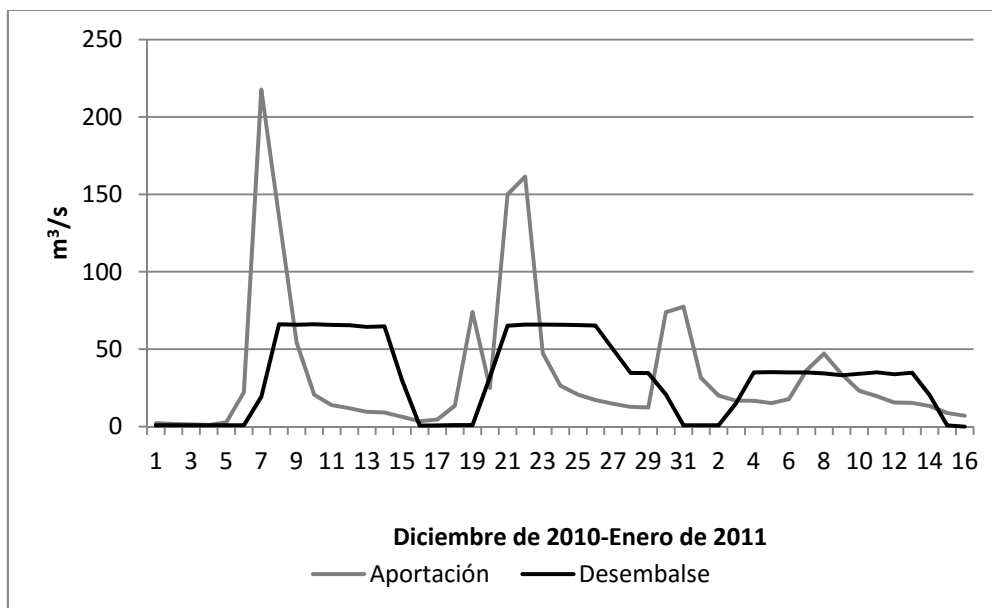


Figura 12.41: Hidrograma de la crecida de 2010-2011 del río Rivera de Huéznar. Fuente: SAIH

Por tanto, el embalse del Huesna consigue laminar en parte la crecida de 2010-2011, reduciendo considerablemente el impacto de la misma aguas abajo, aún cuando manifiesta su incapacidad de controlarla por completo.

c) La crecida de 2013

Fuera del periodo analizado, el río Rivera de Huéznar manifiesta una nueva crecida en marzo del 2013, al igual que se manifestase en el río Guadalbarcar. Y de la misma manera que ocurriese con el embalse de José Torán, la gestión del embalse del Huesna la evacuará prácticamente sin regulación alguna. En este caso, la avenida comienza el 17 de marzo y tres días después el río llega a su caudal máximo (100 m³/s) (Fig.11.42). Su evacuación, más prolongada que en las anteriores se mantiene durante siete días, a lo largo de los cuales se aprecia algún que otro repunte de caudal de escasa magnitud. Por el contrario, la gestión que se hace de esta crecida comienza el 17 de marzo, alcanzando el nivel máximo de desembalse el mismo día que se alcanza la punta de crecida natural. Esta primera onda de crecida artificial se mantiene durante siete días con un caudal medio de 66 m³/s, a la que le sigue una segunda, de la misma magnitud pero más rápida que la anterior del 8 al 11 de abril.

En consecuencia, en un evento de primavera en el que el caudal máximo no supera los 100 m³/s, la gestión del embalse genera una punta de crecida de mayor magnitud que las que generó en el mes de diciembre de los años 2001 y 2010. Sin duda, la reserva del embalse que para entonces se encontraba al 86% de su capacidad (SAIH), junto al temor de un nuevo invierno húmedo pudo haber condicionado la escasa laminación de esta crecida del río Rivera de Huéznar.

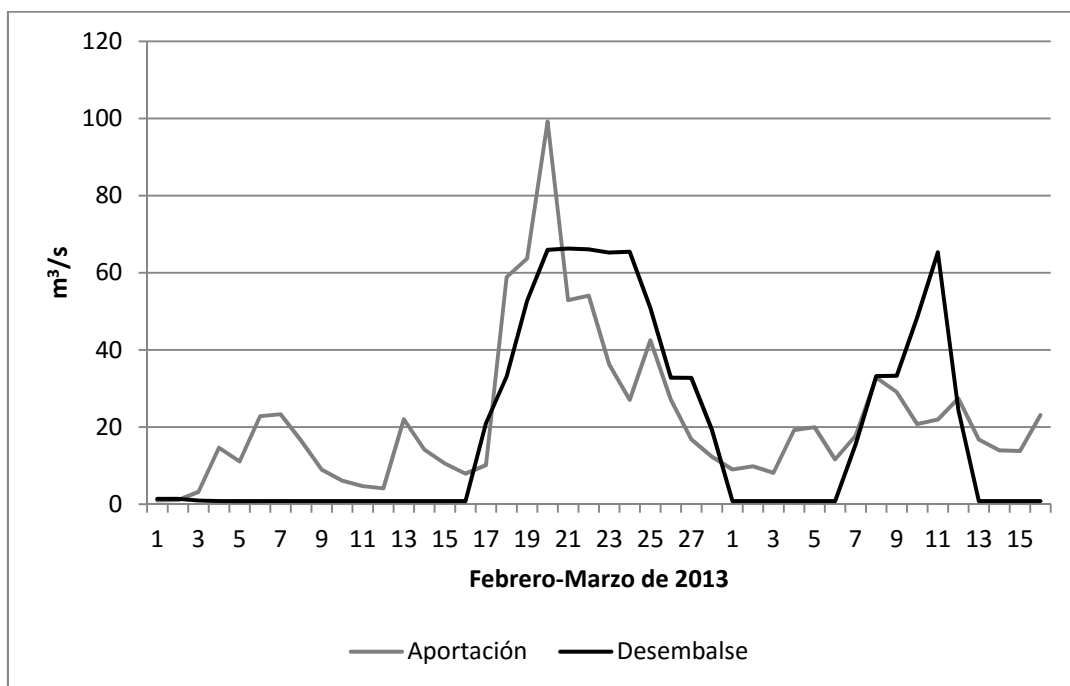


Figura 11.42: Hidrograma de la crecida de 2013 del río Rivera de Huéznar. Fuente: SAIH

11.2.6. Interpretación y conclusiones

Del análisis efectuado se deduce que, para una correcta aproximación a la hidrogeomorfología del río Rivera de Huéznar es imprescindible utilizar una escala de cuenca-vertiente y no consideraciones generales de estudios regionales sobre el borde de la Meseta. Una prueba de ello es la presencia en esta cuenca mariánica de materiales carbonatados que contienen un acuífero que matiza las características del flujo hidrológico; o la inexistencia de la típica red pennada, que es sustituida por otra de tipo dendrítico inadaptada a la estructura.

Asimismo, podemos asegurar que esta subsecuencia de los cauces se genera por una incisión muy reciente, como lo demuestra la incorporación del modelado kárstico Plio-Pleistoceno a la red. Sin embargo, se identifica un perfil longitudinal con una cierta influencia estructural que genera sendas rupturas de pendiente; así como una sobreimposición de diferentes ciclos erosivos asociados, tanto a cambios en el nivel de base regional como a capturas de cuencas endorreicas.

Desde un punto de vista hidrológico, es esta karstificación reciente la responsable de la existencia de un acuífero semiconfinado, aunque no muy desarrollado, en cabecera que genera flujos de retorno máximos durante los meses de mayo y junio, los cuales alcanzan valores de coeficiente de caudal próximos a 1. Este hecho confiere cierta particularidad al régimen fluvial del río Rivera de Huéznar al reducir su sequía estival natural a tres meses. Sin embargo, la puesta en explotación del embalse de Huesna en 1987 es la que ha generado en el río un comportamiento hidrológico diferenciado a partir de ese momento. Ello se manifiesta, a nivel estadístico de manera inmediata (primeros siete años), por el incremento de la dependencia y pérdida de aleatoriedad de los datos de la serie; para aportar con el tiempo rasgos de normalidad y aleatoriedad al comportamiento del caudal modular que desciende por otro lado, cerca de un 6%.

En lo que respecta al comportamiento interanual, este muestra una alternancia de episodios más o menos húmedos y/o secos que repiten el modelo ya detectado tanto en el Guadalquivir como en el Guadalbarcar, durante el mismo periodo: esto es, *periodo húmedo-transición (a más seco)-húmedo*. En él se identifican dos rupturas en el comportamiento hidrológico interanual, una en 1980, que dada la naturalidad de la cuenca para el momento podría estar asociada a la propia variabilidad climática de la cuenca (sequía climática de la década de los 80); y otra en 1989, dos años después de la puesta en explotación del embalse y que no corresponde a una situación climática sino antrópica. Asimismo, y al igual que sucediera en el río Guadalbarcar, la gestión del embalse incrementa el coeficiente de irregularidad interanual (Δ 16%),

intensificando, por lo general, los años extremos (ejemplo: año 2010); aunque manteniendo *grosso modo*, la temporalidad de la variabilidad descrita.

En cuanto al régimen fluvial, el embalse altera su comportamiento estacional consolidando un solo máximo en el mes de diciembre, en el que se alcanza un coeficiente cercano a 2,5 y la máxima dispersión entorno al valor modular. Asimismo, matiza el estiaje de verano, lo que aporta una mayor regularidad al comportamiento estacional. A este respecto, si bien el río mantiene el caudal de mayo, asociado a la descarga del flujo de base, se genera un nuevo repunte en el mes de julio que responde, sin duda, a las sueltas bajo control antrópico.

Por último, queda puesto de manifiesto que el embalse de Huesna reduce en un 51% de media, la magnitud de las crecidas así como la frecuencia de las mismas. No obstante ahora, las crecidas que se generan aguas abajo dependen directamente de la gestión del embalse. Y por ello, con la excepción de la de 1996-1997 para la que el embalse generó un hidrograma de crecida muy marcado, el Huesna lamina las avenidas pero no las retiene. Lo contrario que en el caso del Guadalbarcar, ni siquiera las de frecuencia quinquenal (año 2003). En estos casos, las ondas de crecida se laminan mediante hidrogramas planos y prolongados en el tiempo que someten a la llanura a una situación de desbordamiento al ampliar, por lo general, su tiempo base.

11.3. CUENCA DEL RÍO RIVERA DE HUELVA

11.3.1. Características generales de la cuenca del río Rivera de Huelva

El río Rivera de Huelva, el último de los tres afluentes estudiados confluye en el tramo estuarino del Guadalquivir, entre los municipios de la Algaba y Sevilla, adaptándose al ramal de entrada de un antiguo meandro del Guadalquivir, el meandro de Quijano. En su recorrido de algo más de 124 km desarrolla una cuenca de aproximadamente 2.000 km², localizada entre las estribaciones de la Sierra de Aracena, las estribaciones meridionales de la Sierra de Tentudia (Badajoz) y la cuenca neógena del Guadalquivir.

Su topografía está representada en su tramo serrano por un relieve de escasa altitud, que define el nivel general de la sierra entre 600 y 700 m (Fig. 11.43). Sobre él destaca la serranía que cierra la cuenca por su flanco septentrional en la provincia de Badajoz, representado por los cerros de Pedrera (861 m), Aguafría (1078 m) o Morena de (913 m); así como por los cerros Castaño (959 m) y Santa Bárbara (847 m) que definen el interfluvio con el río Odiel al NW de la cuenca, en la provincia de Huelva. Le acompaña sendos valles fluviales generados por los ríos Rivera de Huelva y Rivera de Cala cuyos encajamientos dejan sobreelevada entre 300 m en el primer caso, y 200 m en el segundo, el nivel general de la Sierra. En la actualidad, sendos valles se encuentran fragmentados por la localización de hasta cinco embalses en el Rivera de Huelva (Aracena, Zufre, Minilla, Guillena y Gergal) y uno en el de Cala al que le da nombre. Mientras en el resto de la cuenca, la topografía desciende progresivamente desde El Ronquillo (500 m) hasta la confluencia de ambas riveras a partir de la cual el río principal adquiere rumbo meridional para salir de la serranía en Guillena situada al borde de la llanura.

A nivel geológico esta cuenca fluvial se inserta, buena parte de ella en la unidad central o Pedrochera, caracterizada por una singular abundancia de intrusiones graníticas en la cuenca media-alta de las que destacamos el Plutón de Santa Olalla-Real de la Jara y el Plutón de Castilblanco de los Arroyos (Fig. 11.43). De dirección predominantemente hercínica (NW-SE) y morfología típica de afloramientos graníticos, podríamos destacar tres niveles de superficies de aplanamiento sobre saprolito granítico: el de Santa Olalla a ± 500 m, el nivel del Ronquillo a ± 400 m y el de Castilblanco a ± 300 m. Todos ellos disectados en parte, por las dos principales arterias de la cuenca, el Rivera de Huelva y el Rivera de Cala que certifican con su presencia la degradación continuada del zócalo. Asimismo, los stocks y batolitos graníticos presentan un estado de alteración diferente dependiendo fundamentalmente de las características petrológicas de cada uno (IGME, 1980). El complejo plutónico de Santa Olalla, dominado por las tonalitas de grano medio presenta numerosos cuerpos internos de diferente composición.

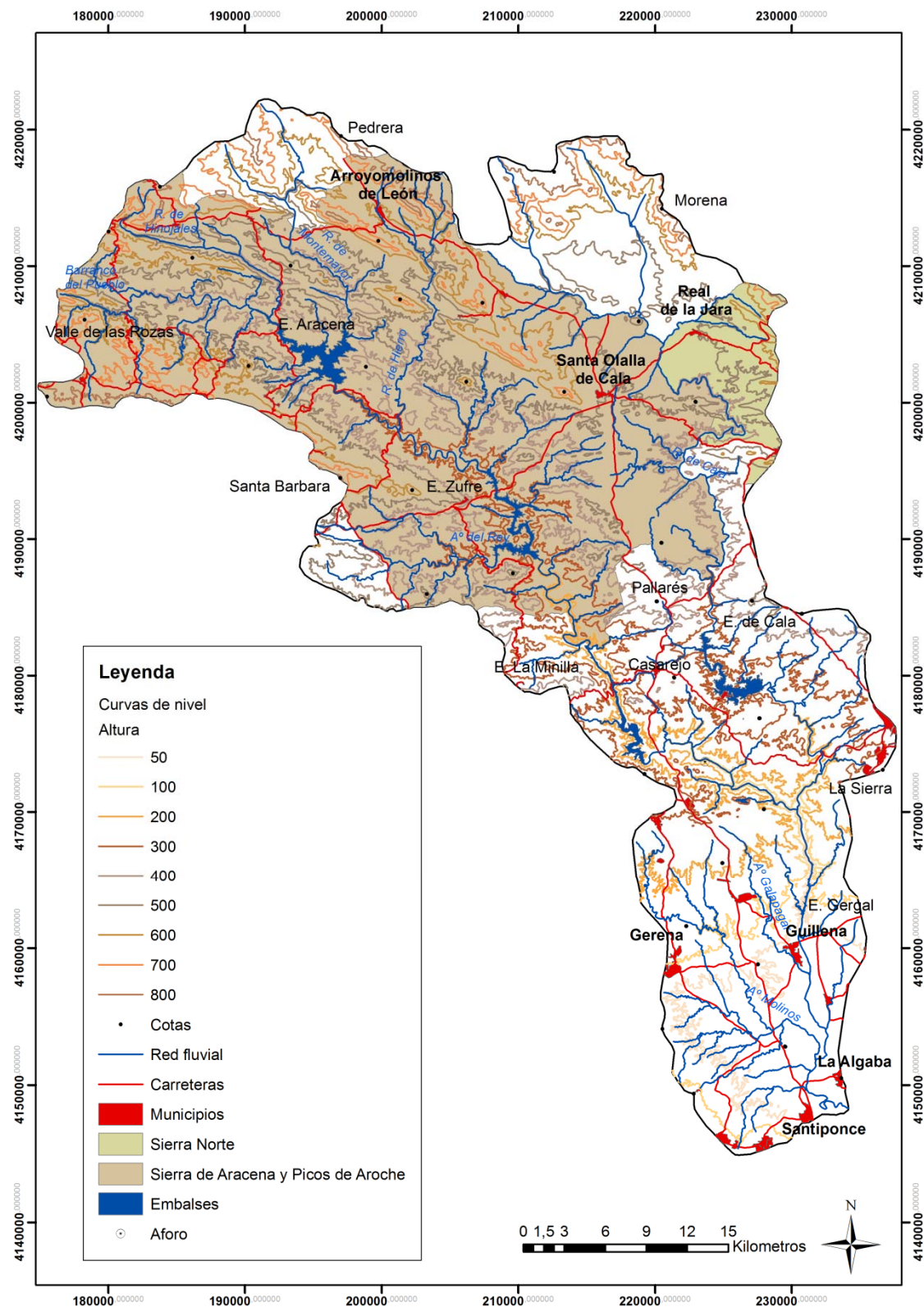


Figura 11.42: Topografía y red hidrográfica de la cuenca del río Rivera de Huelva. Fuente: Mapa Digital de Andalucía, Junta de Andalucía

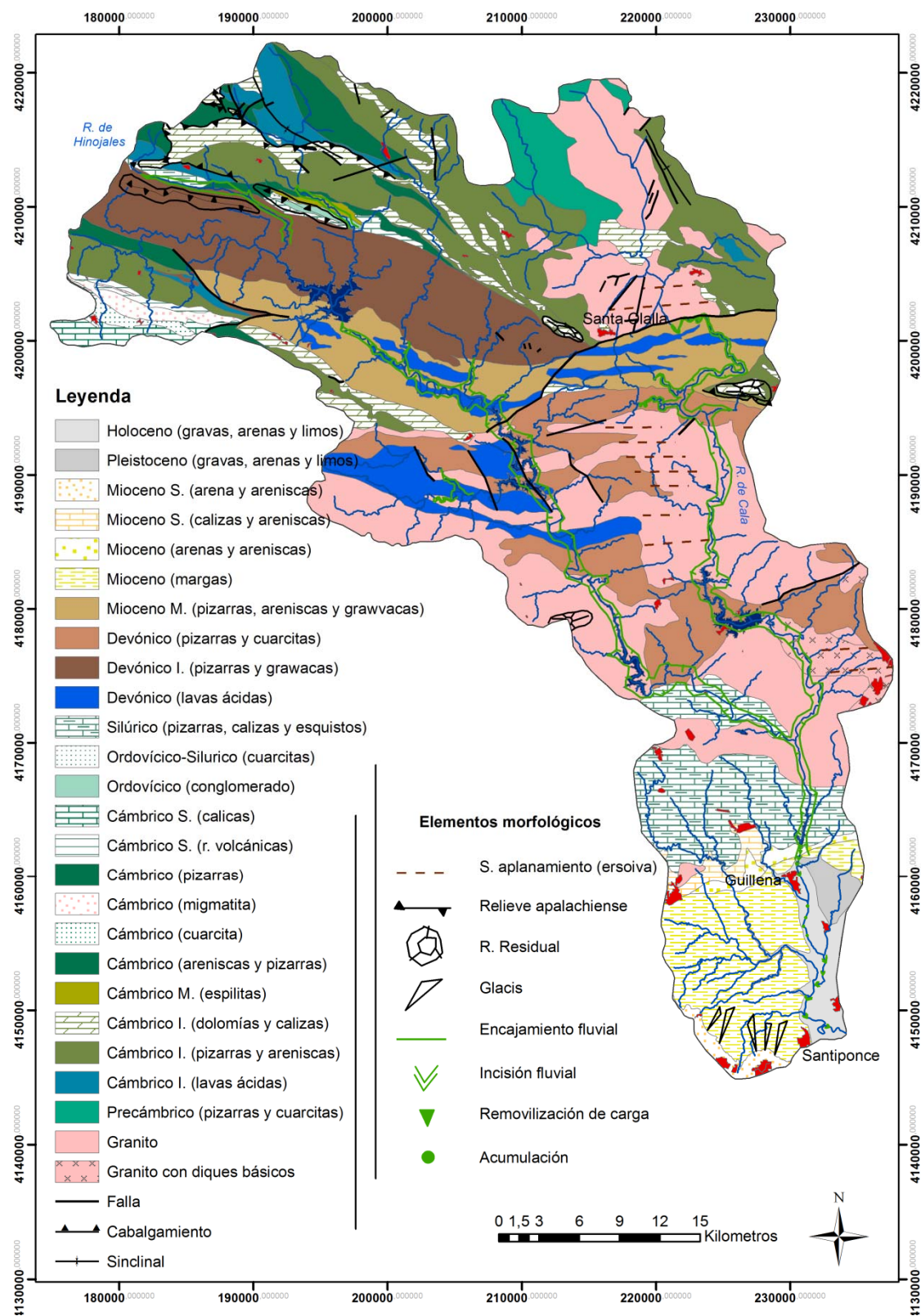


Figura 11.43: Mapa geológico con los principales componentes lito-estructurales y morfológicos de la cuenca del río Rivera de Huelva. Fuente: Mapa Geológico E. 1:200.000 (IGME, 1980) y E. 1:50.000 (IGME, servicio WMS)

Estas manifestaciones generan a nivel morfológico inselbergs de posición por debajo de los cuales se inscriben otros de resistencia (DÍAZ DEL OLMO y RODRÍGUEZ VIDAL, 1989). Junto a ello, el predominio de materiales metamórficos del Cámbrico en la cuenca alta, concretamente en las Sierras de Aracena y Jabata, generan bellos relieves apalachenses de dirección hercínica sobre pizarras y cuarcitas. En ellos se aprecia cierta dependencia estructural a la orientación NW-SE tanto en la Rivera de Hinojales especialmente encajada, como en los tramos altos del arroyo Vallecana y la Rivera de Montemayor. Mientras las pizarras, areniscas, cuarcitas y lavas del Devónico se extenderá por buena parte de la cuenca media-alta sobre el que el Rivera de Huelva configurará su valle fluvial. Especial atención merece el encajamiento de la red aguas arriba del embalse de Zúñiga, en el que el río genera un desarrollado tren de meandros fuertemente incidido y que en la actualidad actúa en parte, como cola del embalse de Zúñiga. Cierra la cuenca paleozoica las pizarras, calizas y esquistos del Silúrico sobre las que se encaja el Rivera de Huelva antes de abandonar la sierra y entrar en la cuenca neógena del Guadalquivir.

La secuencia cierra los materiales detríticos de borde del Mioceno asociados a las transgresiones durante el neo-alpino y sobre la que se configura la depresión periférica del Campo de Tejada (DÍAZ DEL OLMO, 1984). Ésta con una posición interfluvial entre el río Guadiana y el Rivera de Huelva se encuentra modelada en el contexto de la cuenca, sobre las series arcillosas del Mioceno comprimidas entre los cerros Plio-Pleistocenos meridionales y el bloque paleozoico maribón. Drenada por pequeñas arroyadas de orden primario y secundario, esta red adquiere cierto protagonismo en la configuración morfológica de ambos sistemas, dado que podría haber pasado a formar parte de la red fluvial de río Rivera de Huelva por fenómenos de captura (Fig. 11.44), y con ello la práctica escisión fluvial del Guadiana por su margen izquierda. Desde estos materiales de borde hasta la confluencia con el Guadalquivir el Rivera de Huelva disectará las terrazas Pleistocenas y Holocenas del Guadalquivir, a la vez que irá configurando su llanura aluvial al ritmo de los cambios acontecidos en su nivel de base.

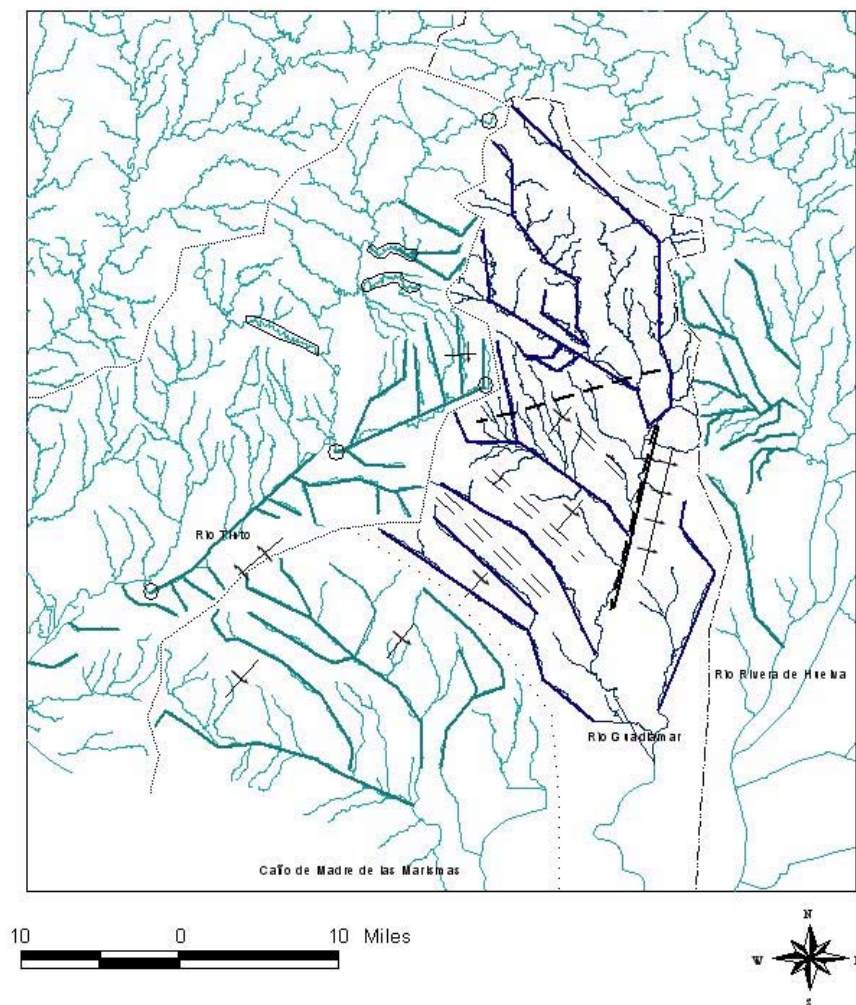


Figura 11.44: La red fluvial en el interfluvio de las cuencas del Guadamar y del río Rivera de Huelva. Fuente: Mapa Digital de Andalucía E. 1:100.000, Junta de Andalucía

En la actualidad, los procesos geomorfológicos más relevantes se desarrollan en el lecho del cauce principal, en el tramo comprendido entre la presa del Gergal y la confluencia con el río Guadalquivir. Éstos se desarrollan inmediatamente aguas abajo de la presa, en forma de fuertes removilizaciones de carga grosera de fondo; a las que le siguen una potente incisión que alcanzan los valores máximos tanto en la transversal de Guillena, a escasos kilómetros de la presa, como en la zona de confluencia con el Guadalquivir, en la que se generan taludes bien definidos respecto a la llanura de inundación actual. Entre estos dos sectores, los procesos sedimentarios se alternan con el

zapamiento de márgenes que incorporan carga procedente de las terrazas cuaternarias del Guadalquivir.

Desde un punto de vista morfométrico, la cuenca hidrográfica del río Rivera de Huelva se define de manera general por su forma elongada ($F_f : 0,2$) y una orientación predominante NW-SE que pasa a N-S en el tramo final tras la confluencia de su principal afluente el Rivera de Cala. En su organización hidrográfica, además de su particular dispositivo subdendrítico en las cabeceras de sus principales afluentes, por su margen derecha, la cuenca se define por una red dendrítica de orden 4; y una relación de bifurcación de 4,6 como corresponde a cuencas de montaña sin demasiada dependencia estructural (HORTON, 1932; STRAHLER, 1986; SENCIALES, 1999). Ello infiere, *a priori*, una mayor rapidez en la concentración y evacuación del flujo de avenida en condiciones naturales, siendo estimado el tiempo de concentración entre 30 y 36 horas según las ecuaciones empíricas más utilizadas por el MOPU (1990). En cuanto al río Rivera de Cala que confluye con el Rivera de Huelva aguas arriba del embalse del Gergal, lo hace con el mismo orden 3 y con una relación de bifurcación algo mayor ($R_b = 5,4$).

En lo que corresponde al cauce principal de más de 124 km de longitud, presenta un gradiente altitudinal superior a 750 m hasta su confluencia con el Guadalquivir, configurándose su perfil longitudinal con una pendiente media de 0,6%. A nivel de detalle, el río Rivera de Huelva presenta numerosas rupturas de pendiente condicionadas tanto por el rejuego tectónico de las numerosas fracturas que fragmentan el zócalo (de dirección NW-SE, E-W y NNW-SSE) y el contraste litológico entre materiales de diferente coherencia (granito, calizas y esquistos), así como por la posición de un antiguo nivel de base en este caso, situado a unos ± 50 m de altura respecto al nivel de base actual. Asimismo, la incorporación de hasta cinco niveles de base antrópicos (embalses) altera por completo la evolución reciente del perfil longitudinal natural del río (Fig. 11.45).

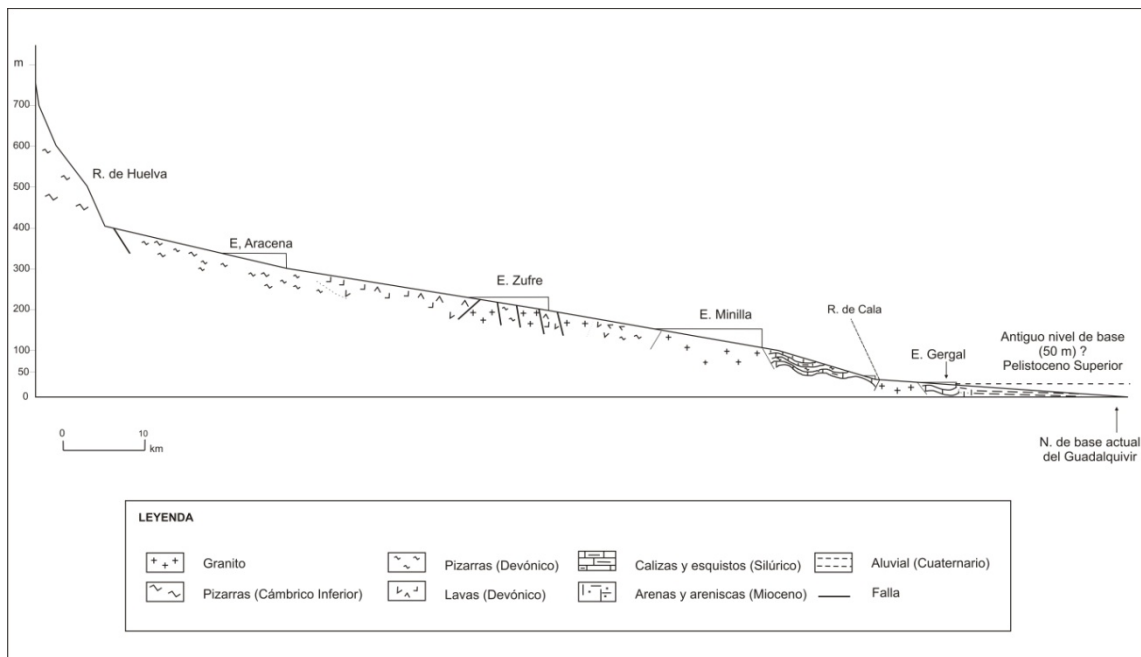


Figura 11.45: Representación del perfil longitudinal del río Rivera de Huelva con esquema indicativo de las variaciones lito-estructurales y posibles antiguos niveles de base

A nivel climático, y pese a que contamos con numerosos observatorios meteorológicos en su vertiente andaluza (Embalse de Aracena, Santa Olalla, el Ronquillo, Gerena, Gillena, Arroyomolinos, Cala, Castilblanco, etc.), tampoco se ha podido calcular la precipitación media para la cuenca al carecer de un mismo registro temporal. Comparten el mismo registro temporal, 1997-1997, los observatorios del E. Aracena, Santa Olalla y Castilblanco. La buena correlación existente entre ellos (r de Pearson de 0,97 entre Santa Olalla-E. Aracena, y de 0,92 entre Santa Olalla-Castilblanco) y la mayor influencia relativa de los mismos en las subcuencas que drenan los dos colectores principales (Fig. 11.46), ha permitido que a partir de ellos podamos definir al menos, la variabilidad estacional para su cuenca alta y media.

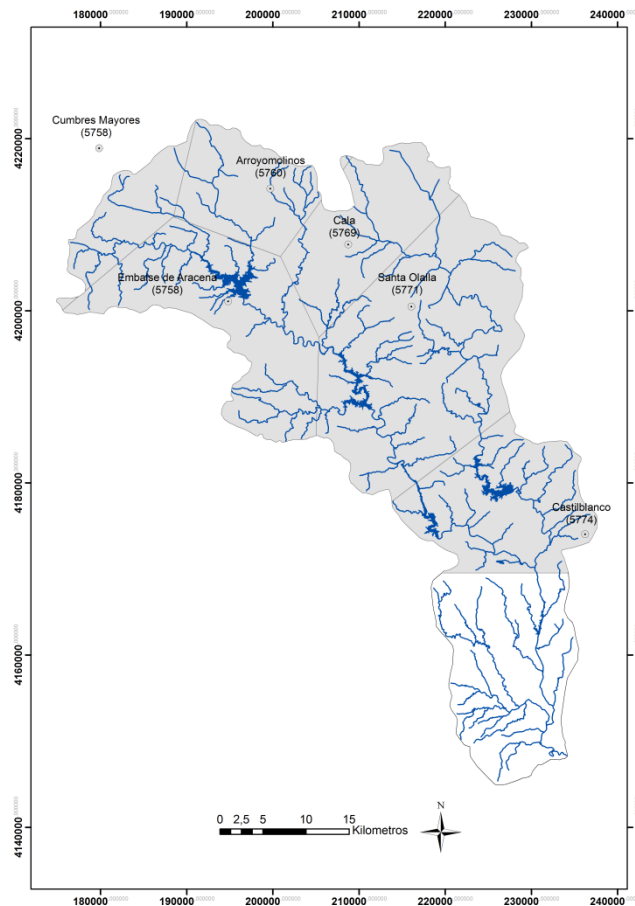


Figura 11.46: Polígonos Thiessen a partir de la localización de los observatorios en la cuenca alta y media del río Rivera de Huelva. Fuente: CLIMA (Subsistema de Climatología Ambiental, C.M.A., Junta de Andalucía)

En este sentido, la variabilidad estacional de la precipitación tanto en el observatorio de Santa Olalla como en el de E. de Aracena, dista poco del descrito con anterioridad para las cuencas del Huéznar y Guadalbarcar aunque en este caso, el máximo puede adelantarse al mes de noviembre, si se tiene en consideración el observatorio de Santa Olalla. Se mantiene un segundo máximo en primavera, concretamente en el mes de abril, acentuándose el valor de mayo con respecto al del mes de marzo que pasa a alcanzar valores similares al del mes de febrero; mientras los mínimos de precipitación siguen siendo en los meses estivales de julio y agosto.

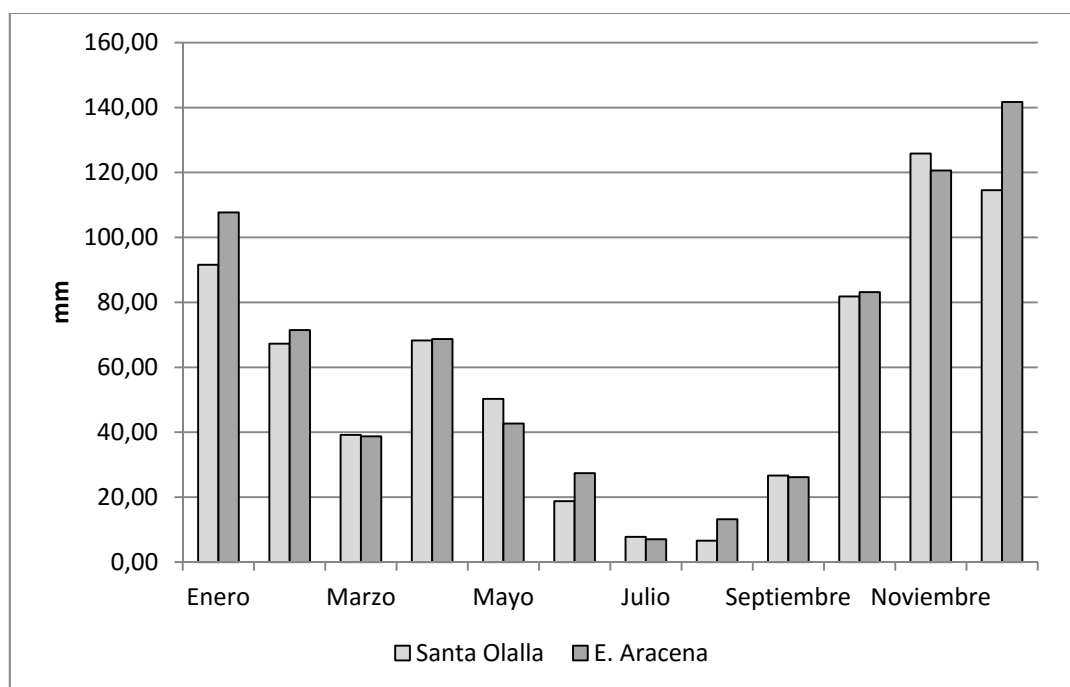


Figura 11.47: Variabilidad estacional de la precipitación a partir de los datos del observatorio de Santa Olalla (5771) y del embalse de Aracena (5758) para la serie 1977-1997. Fuente: Fuente: CLIMA (Sistema de Climatología Ambiental, C.M.A., Junta de Andalucía)

En este contexto el río Rivera de Huelva se erige en el afluente más regulado de toda la cuenca del bajo Guadalquivir, con un total de cinco embalses en el río principal y uno en el río Rivera de Cala destinados al consumo urbano de Sevilla y su área metropolitana. A decir verdad, con la creación del embalse de Cala en 1927 de 58 hm³ de capacidad y 31 de regulación, en la cuenca del río Rivera de Huelva se inicia un proyecto de ingeniería hidráulica que finaliza en el año 1987 con la construcción del embalse de Zufre con una capacidad de almacenamiento de 168 hm³ y 52 de regulación. En esos sesenta y cuatro años que dista entre uno y otro se ha saldado con un total de 6 embalses que se traduce en un total de 460 hm³ de capacidad de agua embalsada y 188 hm³ de regulación.

11.3.2. Fuentes y análisis estadístico de los datos

11.3.2.1. Fuentes de datos

La cuenca del río Rivera de Huelva vuelve a contar con dos sistemas de control de caudales, las estaciones de aforo y los embalses. En cuanto al primero, el río principal tiene cuatro aforos, dos funcionales en la actualidad y los otros dos inoperativos; sin embargo, tan sólo uno de ellos tiene un registro de caudal idóneo para el análisis hidrológico. Se trata de una serie lo suficientemente amplia para ser representativa del comportamiento hidrológico del río Rivera de Huelva y sus datos han sido contrastados e integrados en el Sistema de Información de Anuarios de Aforos (SIAA). Nos referimos a la estación de aforo Central de Cala (5077) situada entre los embalses de La Minilla y el Gergal, a 80 m de altitud. Este aforo aporta un registro de caudales medios mensuales que pese a que abarca un periodo de 56 años (1952-2008), se encuentra interrumpido hasta en dos ocasiones: entre 1968-1970 y entre 1996-1999. Este hecho, junto a la imposibilidad de correlacionar la serie de caudales con otra que responda a las mismas características de la cuenca del río Rivera de Huelva, conlleva al análisis hidrológico en dos subseries de menor longitud. La primera, de 16 años corresponde al periodo 1956-1967 y la segunda, de 25 años al de 1971-1995. En la primera, el registro de caudales del Rivera de Huelva responde a un comportamiento hidrológico tan sólo intervenido por un solo embalse, el de la Minilla, con 60 hm³ de capacidad de embalse y 15 hm³ de regulación. Mientras que en la segunda, los caudales registrados lo hacen a un comportamiento condicionado por tres embalses (Aracena, Zufre y la Minilla), los que se ubican aguas arriba de la estación de aforo con una capacidad total de 364 hm³ y 102 hm³ de regulación.

Asimismo, el río cuenta con cinco embalses, cuatro en el río principal y uno en la Rivera de Cala afluente por la izquierda del río Rivera de Huelva, aguas arriba de la presa de Gergal; y por lo tanto, con registros de caudales de *Aportación* y *Desembalse* para cada uno de ellos. En este caso y dada la profusión de datos que concurren se opta por analizar, *a priori*, el comportamiento hidrológico anual y estacional que se deriva de la gestión del

embalse del Gergal; último embalse del sistema de presas de la cuenca que cuenta con 21 años de observación (1990-2011) contrastados e integrados en el SIAA. De esta manera, se estaría controlando por un lado, el grado de intervención sobre el comportamiento hidrológico del río vinculado a la gestión hidráulica de la cuenca; y por otro, el grado de afección de éste sobre el comportamiento hidrológico abajo del último embalse. Sin embargo y de cara a evaluar el grado de intervención y/o regulación del sistema de presas en crecidas se analizarán los registros (*Aportación y Desembalse*) de caudales medios diarios de los cinco embalses de la cuenca aportados por el Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH).

Por último, al igual que se hiciera en otros ríos estudiados y con el deseo de evitar errores de interpretación, ponemos la atención sobre la diversa denominación que recibe los embalses de la cuenca del Rivera de Huelva según la fuente de datos utilizada (Cuadro 11.16)

	<i>Denominación SIAA</i>	<i>Denominación SAIH</i>
Embalse de Aracena	5016	E-61
Embalse de Zufre	5054	E-62
Embalse de La Minilla	5013	E-63
Embalse de Cala	5014	E-64
Embalse del Gergal	5042	E-65

Cuadro 11.16: Denominación de los embalses de la cuenca del río Rivera de Huelva según el SIAA y el SAIH

11.3.2.2. Los datos de aforo de la Central de Cala (1952-1995)

Dada la imposibilidad de analizar la serie completa por los motivos expuestos anteriormente, se procede al análisis estadístico de las dos subseries definidas a partir de los datos de caudal registrados en la estación de aforo. Así, la serie correspondiente al periodo 1956-1967 queda definida por un caudal modular de $7,41 \text{ m}^3/\text{s}$ y una desviación de $4,36 \text{ m}^3/\text{s}$, siendo el coeficiente de variación de 58,8%. Identificado como valor mínimo el caudal de 1966 y el máximo el de 1963; éste último es considerado también un valor extremo aunque no un valor atípico o erróneo. Junto a ello, la representación de la serie identifica el primer cuartil en $5,2 \text{ m}^3/\text{s}$ y el tercero en $9 \text{ m}^3/\text{s}$, quedando por encima los valores más

altos sin superar el 1,5 veces el rango intercuartílico (RIC), con la excepción de 1963 como valor extremo (Fig.11.48).

Características estadísticas de la serie Central de Cala, 5077(1952-1967)	
Length of the Series :	16
Arithmetic Mean :	7.4156
Standard Deviation :	4.3663
Variance :	19.0645
Coefficient of Variance:	58.88%
Coefficient of Skew :	1.0091
Coefficient of Kurtosis :	2.3631
Maximal Value :	19.0 (Year: 1963)
Minimal Value :	1.0 (Year: 1966)
1st Quartile (25%) :	5.2
Median :	7.0
3rd Quartile (75%) :	9.0
: Extremes	1963 (19.0),
: Outliers	:/
Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:	
:	D= 0.147 (p=0.879, O.K.)
:	:
Linear Regression Model (x=Time):	
(y=b0+b1*x): y = 6.4740+0.1108*x	
T-test for Coefficient b1 : T=0.455 <? 2.144 (95%)	
: (NON significant)	
Trend /10 years: 1.108	
Index of Determination (Correlation): 0.0146 (0.1208)	
Variance (Residuals+Estimates=Total) : 17.6122+0.2608=17.8730	
Tests of Randomness (general):	
Serial Correlation Coefficient r1 :	
:	r1 = 0.339 <? r1(Tg_95%) = 0.344 (O.K.)
Von Neumann Ratio V :	
:	V = 1.405 >? V(Tg_95%) = 1.313 (O.K.)
:	:
Test of Randomness (against Trend):	
Spearman Rank Statistic rs :	
:	rs = 0.015, t = 0.055 <? Tkrit_97.5% = 2.144 (O.K.)
:	Degrees of Freedom: 14
Mann-Kendall Rank Statistic :	
:	t = 0.017 <? Tkrit_95% = 0.363 (O.K.)
:	:
(Source: Like, 1983) AnClim, v5.025	

Cuadro 11.17: Características estadísticas de la serie correspondiente a la estación de aforo Central de Cala, 5077 (1952-1967)

En este caso, los valores más extremos de la variable se encuentran por debajo del primer cuartil, suponiendo una mayor variabilidad en los valores inferiores a $5,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Por otro lado, los datos se distribuyen normalmente según el test de Kolmogorov-Smirnov ($p=0,879$) y su modelo de regresión es no significativa, por lo que a priori, no existe dependencia en la tendencia. Según su ecuación, establece un cambio de $0,11 \text{ m}^3/\text{s}$ al año y de $1,10 \text{ m}^3/\text{s}$ a los diez años. El test de Mann-Kendall, pese a confirmar la hipótesis de no dependencia y por lo tanto de aleatoriedad en la serie, plantea dudas sobre la naturaleza de la misma.

Sobre la base de todo lo anterior, y teniendo en cuenta que para entonces ya había entrado en explotación el embalse de la Minilla con 60 hm^3 de capacidad y 15 de regulación, los datos se comportan con “naturalidad” estadística aunque el test de Mann-Kendall infiera cierta reservas en la naturaleza de la tendencia del modelo de regresión.



Figura 11.48: Representación de la serie de caudales (en m^3/s) de la estación de aforo Central de Cala, 5077 (1952-1967)

La serie correspondiente al periodo 1970-1995 reduce en un 67,7% el caudal modular del río mientras que la desviación, pese a que disminuye respecto a la fase anterior, en esta ocasión supera el valor de la media (Cuadro 11.18).

Asimismo, el coeficiente de variación duplica su valor ($C_v=119,53\%$) lo que muestra la magnitud de la desviación respecto al caudal modular. Considerado como caudal mínimo los correspondientes a los años 1974 y 1992 y el máximo al de 1970, también identificado como valor extremo; el primer cuartil queda definido por el valor de caudal $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ mientras que el tercer cuartil lo hace por el valor de $4 \text{ m}^3/\text{s}$. Si atendemos a su representación se observa un importante aumento de los valores superiores al tercer cuartil, quedando en su mayoría integrados en el 1,5 RIC, con la excepción del valor de caudal de 1970 (Fig. 11.49). Mientras, la heterogeneidad disminuye considerablemente en los valores extremos inferiores al primer cuartil siendo prácticamente inexistente. Los datos se ajustan a una distribución normal según el test de Kolmogorov-Smirnov ($p=0,175$), el modelo de regresión sigue siendo no significativa con un valor de cambio anual, según su ecuación de $-0,11 \text{ m}^3/\text{s}$ y de $-1,14 \text{ m}^3/\text{s}$ para un periodo de diez años; mientras que el test de Mann-Kendall sigue confirmando la no dependencia en la tendencia aunque mantiene sus reservas en la naturaleza de la misma. Sin embargo en este caso, se rechaza la hipótesis de no correlación serial entre los datos, según el coeficiente de correlación serial r_1 .

Con todo ello, el incremento de la capacidad de agua embalsada ($83,5\%$) y el del volumen de regulación ($85,3\%$) aguas arriba de la estación de aforo infiere, a nivel estadístico, una disminución del caudal modular circulante y un aumento de la irregularidad. Esto es, una mayor heterogeneidad de los valores anuales respecto al caudal modular, especialmente entre los valores superiores al tercer cuartil ($> 4 \text{ m}^3/\text{s}$). Asimismo y aunque la tendencia negativa sea no significativa, los test no paramétricos infieren cierta dependencia en el comportamiento de los datos.

**Características estadísticas de la serie
Central de Cala, 5077(1970-1995)**

Length of the Series : 26
 Arithmetic Mean : 2.3908
 Standard Deviation : 2.8577
 Variance : 8.1662
 Coefficient of Variance: 119.53%
 Coefficient of Skew : 1.2573
 Coefficient of Kurtosis : 0.6996
 Maximal Value : 9.7 (Year: 1970)
 Minimal Value : 0.0 (Year: 1974,1992)
 1st Quartile (25%) : 0.2
 Median : 1.0
 3rd Quartile (75%) : 4.0
 Extremes : 1970 (9.7),
 Outliers : /
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.216 (p=0.175, O.K.)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): $y = 3.9335 - 0.1143 \cdot x$
 T-test for Coefficient b1 : $T = -1.574 >? -2.063$ (95%)
 : (NON significant)
 Trend /10 years: -1.143
 Index of Determination (Correlation): 0.0936 (0.3059)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : $7.1176 + 0.7346 = 7.8522$
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : $r1 = 0.329 <? r1(Tg_{95\%}) = 0.282$ (out)
 Von Neumann Ratio V :
 : $V = 1.211 >? V(Tg_{95\%}) = 1.435$ (out)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : $rs = -0.253, t = -1.282 <? Tkrit_{97.5\%} = 2.063$ (O.K.)
 : Degrees of Freedom: 24
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : $t = -0.169 <? Tkrit_{95\%} = 0.274$ (O.K.)
 :

(Source: Like, 1983) AnClim, v5.025

Cuadro 11.18: Características estadísticas de la serie correspondiente a la estación de aforo Central de Cala, 5077 (1970-1995)

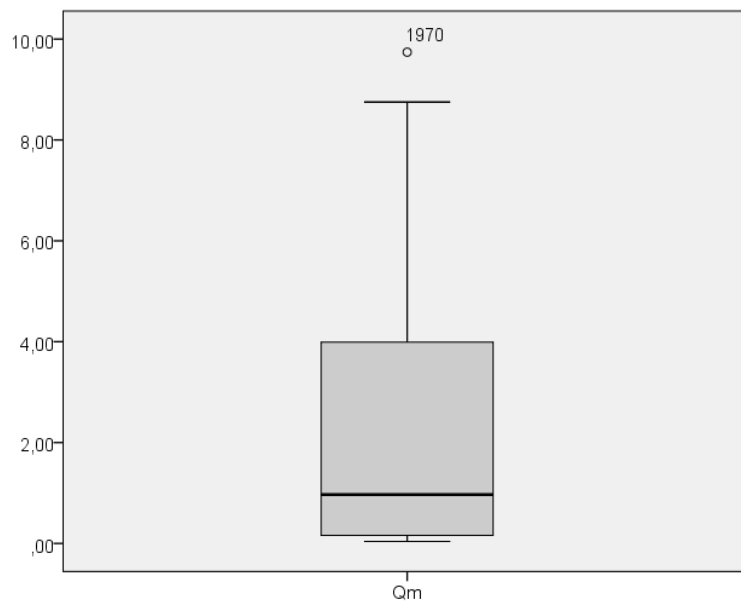


Figura 11.49: Representación de la serie de caudales (en m³/s) de la estación de aforo Central de Cala, 5077 (1970-1995). Obsérvese el incremento de la variabilidad en los valores superiores a la mediana.

11.3.2.3. Los datos de Aportación y Desembalse del embalse de El Gergal (1990-2011)

Los datos de *Aportación y Desembalse* correspondientes al embalse del Gergal, e integrados en el SIAA mantienen *grosso modo*, el mismo comportamiento estadístico aunque con pequeñas variaciones. De esta manera (Cuadro 11.19 y 11.20) para una serie de 22 años el caudal modular y la desviación típica mantienen valores de entorno a 7,36 y 7, 8 m³/s respectivamente, siendo el coeficiente de variación alto en ambos casos, superior al 105%. El valor mínimo se localiza en el año 1999 y el máximo en el 2010, considerándose éste último junto al año 1996 valores extremos de la serie y por encima de 1,5 el rango intercuartílico (Fig. 11.50 y Fig. 11.51). Se mantiene asimismo, la posición cuartílica en la distribución estadística pese a un ligero cambio en el valor de la mediana (de 10 a 10, 3 m³/s). La distribución mantiene los rasgos de normalidad y el modelo de regresión mantiene la no dependencia en la tendencia al ser en ambos casos no significativa; mientras que los test no paramétricos confirman la aleatoriedad.

**Características estadísticas de la serie
El Gergal, 5042, Aportación (1990-2011)**

Length of the Series : 22
 Arithmetic Mean : 7.3632
 Standard Deviation : 7.8377
 Variance : 61.4292
 Coefficient of Variance: 106.44%
 Coefficient of Skew : 1.3795
 Coefficient of Kurtosis : 1.1831
 Maximal Value : 27.7 (Year: 2010)
 Minimal Value : 0.6 (Year: 1999)
 1st Quartile (25%) : 1.7
 Median : 3.2
 3rd Quartile (75%) : 10.0
 Extremes : 1996 (23.6), 2010 (27.7),
 Outliers : /
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.246 (p=0.141, O.K.)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): $y = 5.7005 + 0.1446 \cdot x$
 T-test for Coefficient b1 : $T = 0.540 < ? 2.085$ (95%)
 : (NON significant)
 Trend /10 years: 1.446
 Index of Determination (Correlation): 0.0143 (0.1198)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : $57.7956 + 0.8414 = 58.6369$
 :
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r_1 :
 : $r_1 = 0.238 < ? r_1(Tg_95\%) = 0.303$ (O.K.)
 Von Neumann Ratio V :
 : $V = 1.594 > ? V(Tg_95\%) = 1.395$ (O.K.)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic r_s :
 : $r_s = 0.113, t = 0.511 < ? T_{krit_97.5\%} = 2.085$ (O.K.)
 : Degrees of Freedom: 20
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : $t = 0.048 < ? T_{krit_95\%} = 0.301$ (O.K.)
 (Source: Like, 1983)AnClim, v5.025

Cuadro 11.19: Características estadísticas de la serie Aportación del embalse del Gergal, 5042 (1990-2011)

**Características estadísticas de la serie
El Gergal, 5042, Desembalse (1990-2011)**

Length of the Series : 22
 Arithmetic Mean : 7.3623
 Standard Deviation : 7.8905
 Variance : 62.2593
 Coefficient of Variance: 107.17%
 Coefficient of Skew : 1.3376
 Coefficient of Kurtosis : 1.0266
 Maximal Value : 27.7 (Year: 2010)
 Minimal Value : 0.8 (Year: 1999)
 1st Quartile (25%) : 1.8
 Median : 2.6
 3rd Quartile (75%) : 10.3
 Extremes : 1996 (23.4), 2010 (27.7),
 Outliers : /
 :
 Kolmogorov-Smirnov test for Normal Distribution:
 : D= 0.268 (p=0.085, O.K.)
 :
 Linear Regression Model (x=Time):
 (y=b0+b1*x): $y = 5.8001 + 0.1358 \cdot x$
 T-test for Coefficient b1 : $T = 0.503 < ? 2.085$ (95%)
 : (NON significant)
 Trend /10 years: 1.358
 Index of Determination (Correlation): 0.0125 (0.1118)
 Variance (Residuals+Estimates=Total) : $58.6866 + 0.7427 = 59.4293$
 :
 Tests of Randomness (general):
 Serial Correlation Coefficient r1 :
 : $r1 = 0.220 < ? r1(Tg_95\%) = 0.303$ (O.K.)
 Von Neumann Ratio V :
 : $V = 1.629 > ? V(Tg_95\%) = 1.395$ (O.K.)
 :
 Test of Randomness (against Trend):
 Spearman Rank Statistic rs :
 : $rs = 0.135, t = 0.608 < ? Tkrit_97.5\% = 2.085$ (O.K.)
 : Degrees of Freedom: 20
 Mann-Kendall Rank Statistic :
 : $t = 0.030 < ? Tkrit_95\% = 0.301$ (O.K.)

(Source: Like, 1983) AnClim, v5.025

Cuadro 11.20: Características estadísticas de la serie Desembalse del embalse del Gergal, 5042 (1990-2011)

En definitiva, y a la vista del comportamiento estadístico de ambas series podemos establecer que el embalse del Gergal, con un volumen de regulación de 15 hm³ no infiere alteración alguna en el comportamiento hidrológico del río Rivera de Huelva a la salida de su cuenca serrana.

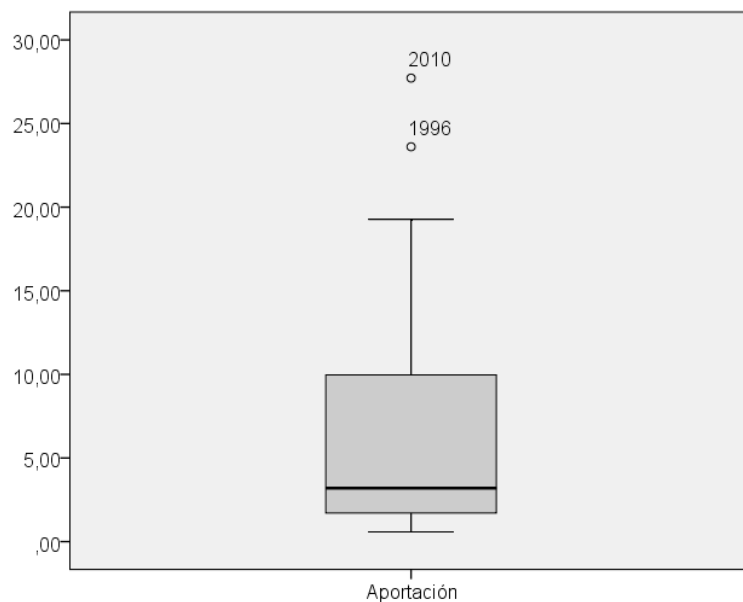


Figura 11.50: Representación de la serie Aportación del embalse del Gergal, 5042 (1990-2011)

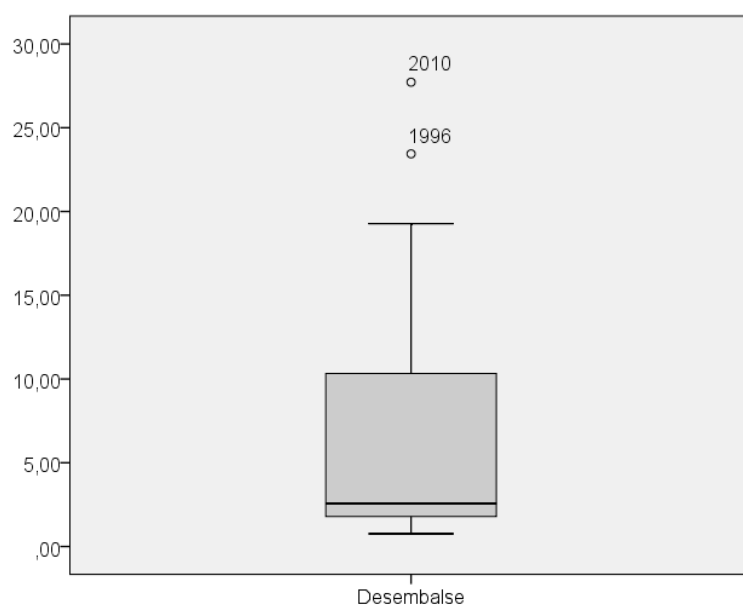


Figura 11.51: Representación de la serie Desembalse del embalse del Gergal, 5042 (1990-2011)

11.3.3. La variabilidad interanual

11.3.3.1. Análisis de valores estandarizados del aforo Central de Cala (1952-1995)

Las dos series definidas con anterioridad (1952-1967 y 1970-1995) presentan sendas rupturas de homogeneidad a partir de la aplicación de los test de homogeneidad de Desviación Acumulada y T Student's. En la primera serie, 1952-1967, la ruptura se identifica en el año 1960 (Cuadro 11.21) con valores de estadísticos inferiores a los valores críticos para niveles de significación del 90 % y del 95%, según el test; siendo el valor de cambio estimado en el ajuste de + 2,964 m³/s entre las dos subseries definidas a partir de la ruptura (Fig. 11.52).

Test	Año ruptura	Estadístico	Valor crítico/ N. Confianza
Desviación Acumulada	1960	$Q/\text{Sqrt}(N)= 0,679$	1,2 N(20); 90%
		$R/\text{Sqrt}(N)= 0,169$	1,34 N(20); 90%
T Student's	1960	$t= 1,4$	1,71 N(25); 95%

Cuadro 11.21: Test de homogeneidad del aforo Central de Cala, 5077 (1952-1967)

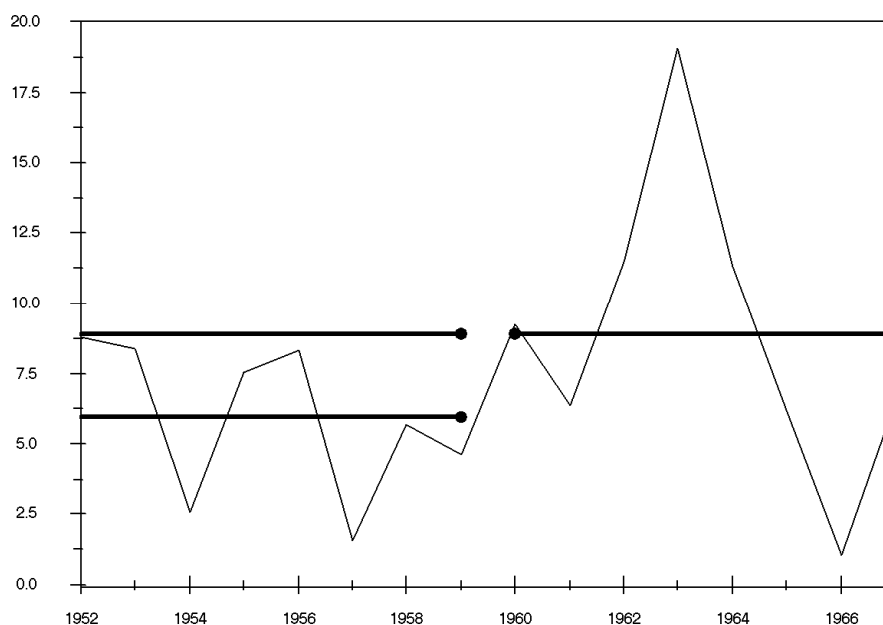


Figura 11.52: Representación de la ruptura de homogeneidad de la serie correspondiente a la estación de aforo Central de Cala, 5077 (1952-1967). El valor estimado de cambio entre las dos subseries es de 2,964 m³/s

La identificación de este cambio, que rompe de alguna manera el comportamiento interanual de la serie está asociado a unos años, los sesenta, muy lluviosos en general; y en los que tuvieron lugar las avenidas más importantes de la segunda mitad del siglo XX, en la cuenca del Guadalquivir (Vid. 4.1.2.2). En el caso que nos ocupa y pese a contar para la fecha con el embalse de la Minilla de 58 hm³ de capacidad, este no genera alteración alguna, para el momento, en el comportamiento hidrológico interanual (Fig. 11.53); por lo que dicha ruptura no es más que un cambio en la variabilidad hidrológica natural del río. Esta consideración estaría argumentada también por la aleatoriedad que se desprende del análisis estadístico de los datos de la estación de aforo de Cala, situada aguas abajo de la Minilla (Cuadro 11.48). De esta manera, la aleatoriedad en el comportamiento interanual del Rivera de Huelva (Fig. 11.52) con un coeficiente de irregularidad de 19, queda condicionada en parte, por el incremento de caudal en el año 1963 (definido este como valor extremo pero no como *outlier* o atípico); y que define dos subseries con características hidrológicas diferentes.

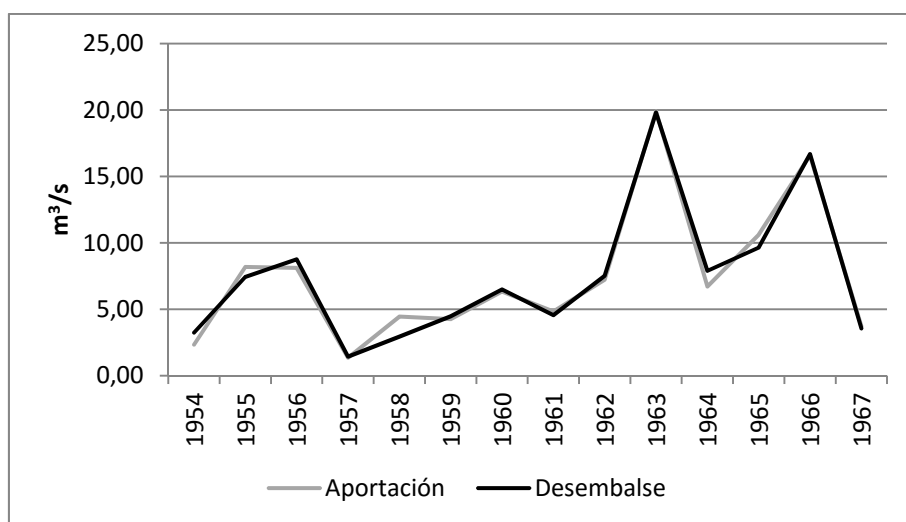


Figura 11.53: Datos anuales de caudal vinculados a la gestión del embalse de la Minilla entre 1954 y 1967

En la segunda serie, 1970-1995, los test de homogeneidad utilizados identifican el año de ruptura en 1980 (Cuadro 11.22) para niveles de significación del 90%

y 97,5% según el test utilizado, siendo el valor de cambio estimado de -2,334 m³/s entre las dos subseries definidas por la ruptura.

Test	Año ruptura	Estadístico	Valor crítico/ N. Confianza
Desviación Acumulada	1980	Q/Sqrt(N)= 0,986	1,2 N(30); 90%
		R/Sqrt(N)= 0,986	1,4 N(20); 90%
T Student's	1980	t= 2,171	2,06 N(25); 97,5%

Cuadro 11.22: Test de homogeneidad del aforo Central de Cala, 5077 (1970-1995)

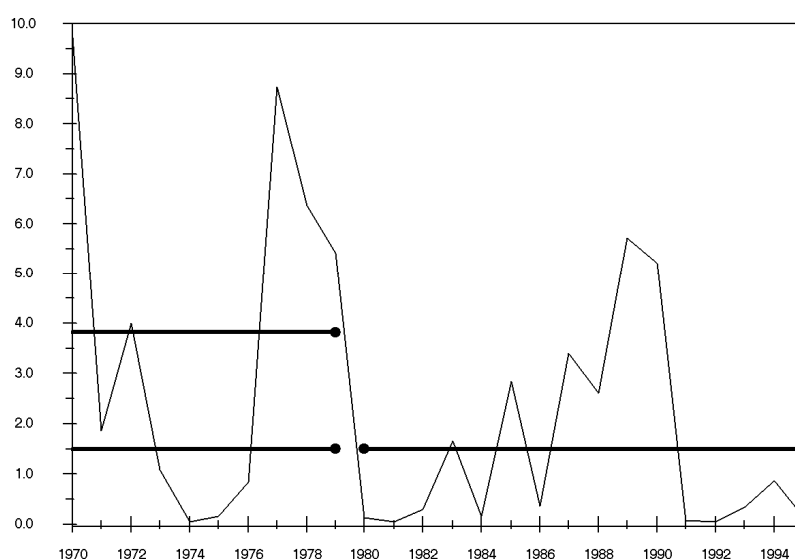
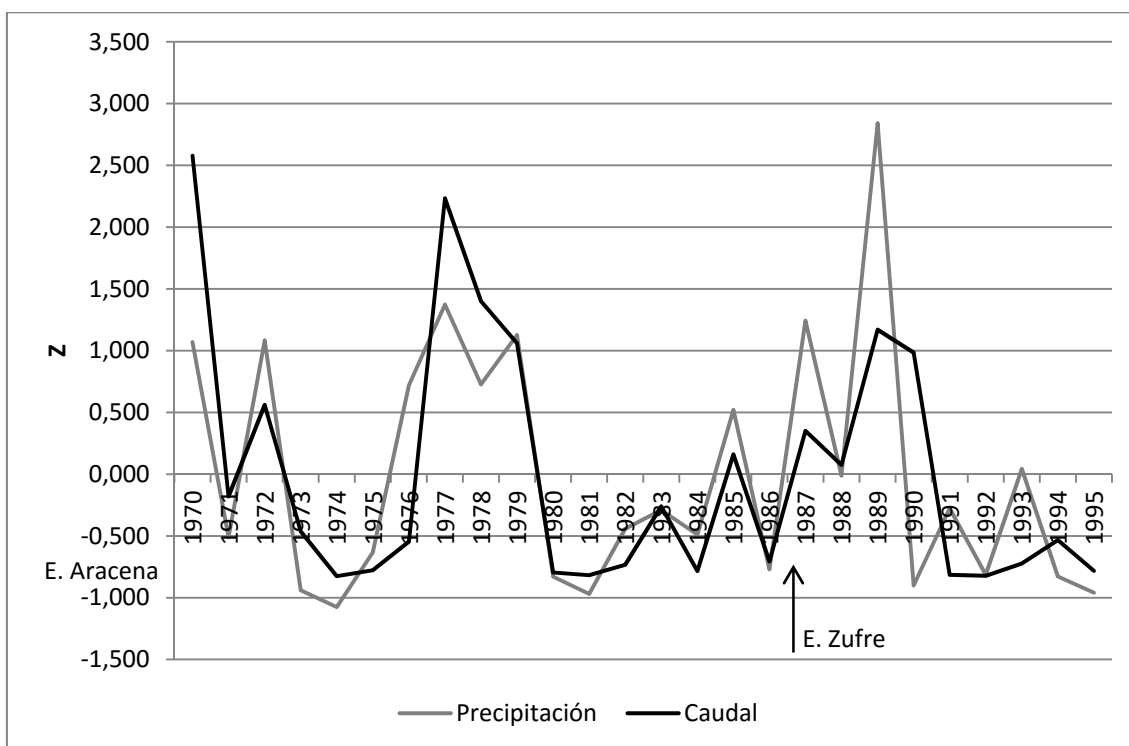


Figura 11.54: Representación de la ruptura de homogeneidad de la serie correspondiente a la estación de aforo Central de Cala, 5077 (1970-1995). El valor estimado de cambio entre las dos subseries es de -2,33 m³/s

Si atendemos a los valores estandarizados de caudal (Fig. 11.55), el río describe un comportamiento interanual caracterizado por varios máximos en el año 1970, 1977-1978 y 1989-1990 y otros tantos mínimos en los primeros lustros de la década de los 70, 80 y 90. En estos casos, el valor estandarizado de caudal disminuye progresivamente y se hace más extremo.

La comparación de este comportamiento con el que describe la variable precipitación en el observatorio de Aracena (11.55) para el mismo periodo, aporta algunas consideraciones a tener en cuenta en una cuenca en la que ya

había entrado en explotación los embalses de Aracena (año 1969) y Zufre (año 1987); lo que representaba un incremento de la capacidad de agua embalsada de más de 300 hm³ respecto al periodo anterior.



11.55: Variabilidad interanual del Río Rivera de Huelva en el aforo Central de Cala entre 1970-1995. C.I.= ∞. En la gráfica se incluye el valor estandarizado de la precipitación para el observatorio de Aracena.

Entre las consideraciones a tener en cuenta, está el hecho de que a partir de 1980 el caudal que discurre por el cauce disminuye considerablemente (de 3,83 m³/s de media entre 1970-1979 a 1,5 m³/s entre 1980 a 1995), incluso en aquellos años (1987 y 1989) en los que el valor de la precipitación es superior al de otros años con valores de escorrentía elevados. A ello se le une el hecho de que los periodos secos hidrológicos son más extensos, tanto en la década de los 80 (1980-1984) como en la de los 90 (1991-1995), con valores de caudal que no corresponden con precipitaciones escasas, como es el caso del año 1993. Este comportamiento puede reflejar, por tanto, la influencia de la gestión de los embalses situados aguas arriba de la estación de aforo, como se puso

de manifiesto también en la detección de correlación serial en los datos (Cuadro 11.18) y en el incremento del coeficiente de irregularidad interanual. Asimismo, y a tenor de la gráfica la alteración en el comportamiento hidrológico interanual parece ser máxima a partir de la puesta en explotación del embalse de Zufre en 1987.

11.3.3.2. Análisis de valores estandarizados de Aportación y Desembalse del embalse El Gergal (1990-2011)

El último registro de caudal corresponde a la serie aportada por el embalse del Gergal, ubicado aguas arriba del núcleo de población de Guillena. Tanto en la serie *Aportación* como en la serie *Desembalse* se identifican dos rupturas, una en el año 1996, según el test de Desviación acumulada y otra en 2010 según el test de Student (Cuadro 11.23). De esta manera, los años 1996 y 2010, considerados también valores extremos en el análisis estadístico, vuelven a ser considerados años de cambio como también se detectara en la serie *Desembalse* del Huesna en el río Rivera de Huéznar.

En lo que respecta a la ruptura de 1996, podemos decir que al igual que sucediera en la cuenca del Huéznar, es probable que en el Rivera de Huelva se genere como consecuencia de la gestión de los embalses de cabecera. La imposibilidad de analizar todos los registros de caudal de todos los embalses, deja, por el momento, abierta esta consideración hasta poder ser contrastada. En cuanto a la de 2010, al igual que sucediera en los ríos Guadalbarcar y Huéznar, el hecho de localizarse al final de la serie impide considerarla como tal, al no poder ser contrastadas las características estadísticas de las diferentes subseries.

Por otro lado, el comportamiento del río Rivera de Huelva sigue siendo similar al del resto de afluentes mariánicos y del propio Guadalquivir, pese a que cada uno de ellos tiene un nivel de antropización diferente. Así y repitiendo el mismo modelo de comportamiento aguas arriba y aguas abajo del embalse del Gergal, el río registra una secuencia seca de cinco años de duración (1991-1995), que queda interrumpida por el periodo húmedo hidrológico de los años 1996 y

1997. A éste le sigue un periodo de transición, identificado igualmente en el resto de sistemas mariánicos estudiados, con alternancia de años secos y húmedos; que evoluciona a una nueva secuencia seca con una duración de cinco años (2005-2009), para volver a ser interrumpida al final de la serie por un nuevo año húmedo, el 2010.

Test	Año ruptura	Estadístico	Valor crítico/ N. Confianza
Desviación Acumulada	1996	$Q/\text{Sqrt}(N)= 0,732$	1,10 N(20); 90%
		$R/\text{Sqrt}(N)= 0,930$	1,34 N(20); 90%
T Student's	2010	$t= 2,171$	2,06 N(25); 97,5%

Test	Año ruptura	Estadístico	Valor crítico/ N. Confianza
Desviación Acumulada	1996	$Q/\text{Sqrt}(N)= 0,722$	1,10 N(20); 90%
		$R/\text{Sqrt}(N)= 0,929$	1,34 N(20); 90%
T Student's	2010	$t= 2,199$	2,06 N(25); 97,5%

Cuadro 11.23: Test de homogeneidad en las series Aportación y Desembalse del Gergal, 5042 (1990-2011)

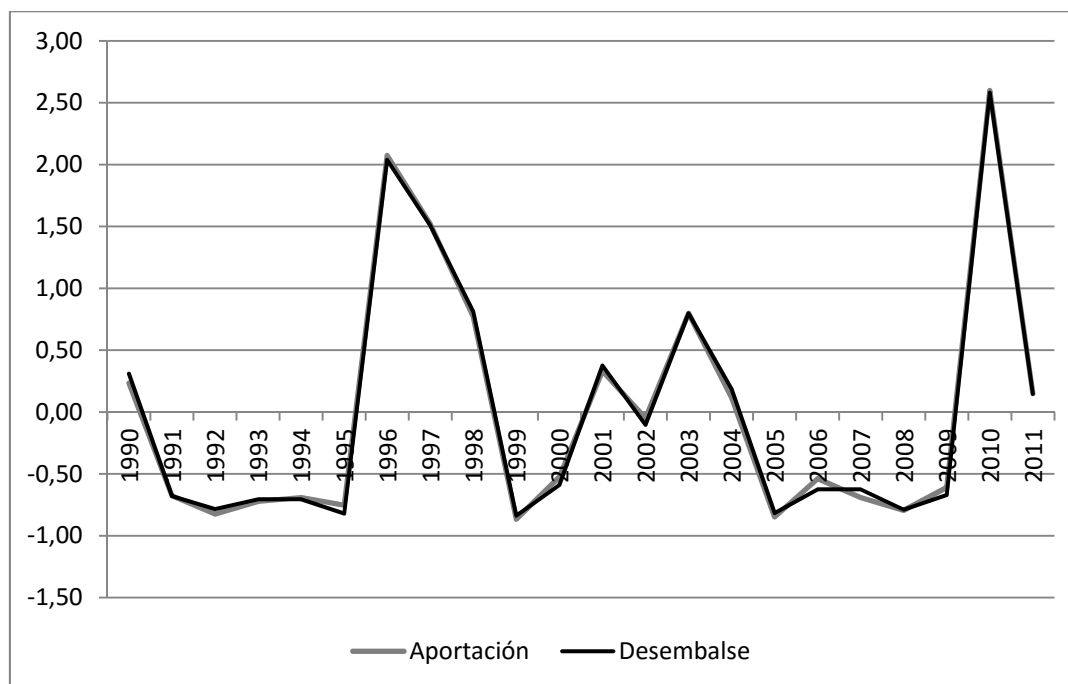


Figura 11.56: Variabilidad interanual del río Rivera de Huelva en el embalse del Gergal, 5042 (1990-2011). C.I= 48

11.3.4. El régimen fluvial

11.3.4.1. Análisis de las curvas de coeficientes de caudal

a) Datos de aforo en la estación Central de Cala (1952-1995)

En el estudio del régimen fluvial, el análisis del registro de caudal de las dos series definidas con anterioridad (1952-1967 y 1970-1995) permite comparar el modelo de comportamiento estacional en función de la capacidad de agua embalsada de la cuenca. De esta manera, el régimen fluvial del río Rivera de Huelva en el periodo 1952-1967, en el que el río tan sólo cuenta con un embalse en su cuenca alta (58 hm³ de capacidad y 15 hm³ de regulación), se adapta *grosso modo* a lo que Masachs definió como un pluvial subtropical (Fig. 11.57), aunque con un desplazamiento de varios meses respecto al máximo de precipitaciones. Esto es, con máximos en invierno, en este caso en el mes de febrero con un coeficiente de caudal próximo a 2,5 y mínimos en el periodo estival (de junio a septiembre), sin que exista un estiaje demasiado acusado. En este caso, el comienzo del año hidrológico en el mes de octubre se refleja en la recuperación del valor de caudal en el río, que ve como se incrementa en el mes de noviembre aunque sin superar en ningún caso el valor del caudal modular de la serie. En lo que respecta al máximo climático de abril, no se manifiesta a nivel hidrológico más que en el mantenimiento del caudal entorno al caudal modular.

Por el contrario, la entrada en explotación de nuevos embalses en la cuenca alta, como son el embalse de Aracena y el de Zufre con un incremento de la capacidad de agua embalsada de 304 hm³ y 87 hm³ de regulación, altera por completo el régimen fluvial del río Rivera de Huelva (Fig. 11.57), incrementando el coeficiente de irregularidad estacional (de 4 a 411). En este caso el máximo se adelanta a enero con un coeficiente de caudal superior a 4, mientras que el mínimo se hace más acusado, identificándose un estiaje marcado en los meses de junio a octubre. En este contexto, el comienzo del año hidrológico no se

manifiesta en un incremento del caudal en el cauce, sino que este queda retenido en el embalse.

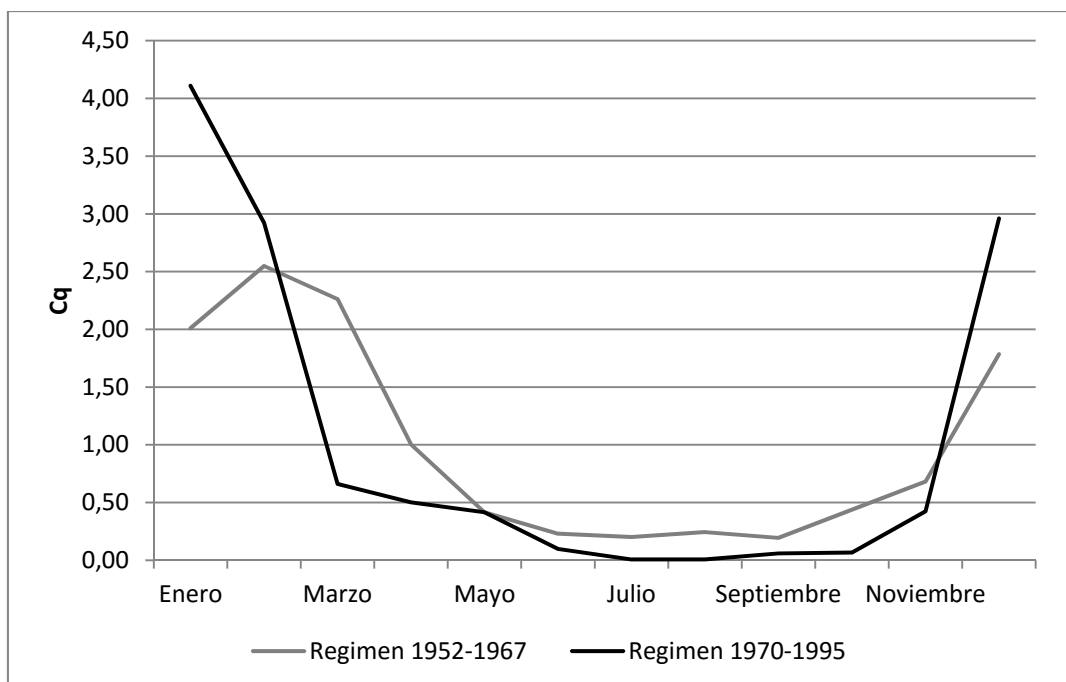


Figura 11.57: Variabilidad estacional del caudal del río Rivera de Huelva vincula a la entrada en explotación de los embalses de la cuenca: a) 1952-1967, embalse La Minilla (60 hm³); b) 1970-1995, embalse La Minilla, Aracena y Zufre (364 hm³). Fuente: SIAA y CHG.

En cuanto al comportamiento mensual del caudal en la serie (Fig. 11.58), el periodo de 1952 a 1967 refleja para un nivel de confianza del 95%, una mayor variabilidad del caudal entorno a la media de los meses de enero, febrero, diciembre y marzo, siendo prácticamente nula de junio a septiembre. Mientras que, en el periodo de 1970 a 1995 la variabilidad mensual entorno al valor medio se reduce prácticamente en todos los meses, siendo de especial relevancia la regulación que experimenta el comportamiento de los meses de marzo, abril y octubre. Pese a ello, se mantiene una mayor variabilidad en el comportamiento de los meses de enero, diciembre y febrero.

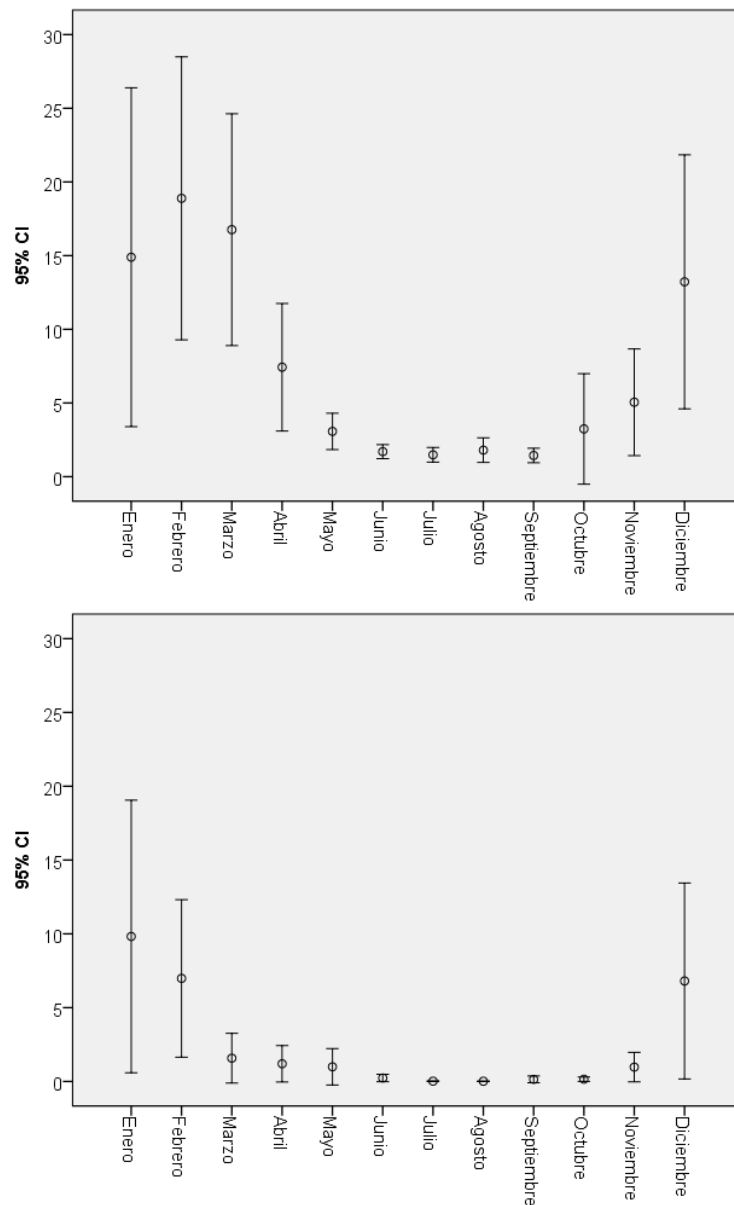


Figura 11.58: Variabilidad mensual (en m^3/s) en el régimen fluvial del río Rivera de Huelva en la estación de aforo Central de Cala, 5077. La gráfica superior corresponde al periodo 1952-1967 y la inferior al periodo 1970-1995

Por tanto, el incremento total de la capacidad de agua embalsada en la cuenca del río Rivera de Huelva trae consigo una alteración del régimen fluvial así como una mayor irregularidad intranual, mientras que aporta cierta regularidad en el comportamiento intramensual.

b) Datos de Aportación y Desembalse en el embalse El Gergal (1990-2011)

El estudio del régimen fluvial a partir de los registros de caudales de *Aportación* y *Desembalse* del embalse del Gergal, unos kilómetros aguas debajo de la estación de aforo Central de Cala y tras la confluencia del Rivera de Cala, muestra una vez más la escasa regulación que ejerce este embalse, también en su comportamiento estacional. Así, el río repite modelo de comportamiento tanto aguas arriba como aguas abajo (Fig. 11.59), caracterizado este por un comportamiento estacional que difiere en parte del descrito con anterioridad para la estación de aforo Central de Cala (1970-1995). En este caso, el río adquiere un comportamiento estacional definido por un periodo de aguas altas de diciembre a marzo, en el que se identifica un máximo mantenido en los meses de diciembre ($Cq_{\text{Diciembre}} = 2,6$) y enero ($Cq_{\text{Enero}} = 2,7$); y un periodo de aguas bajas de abril a noviembre, en el que no se identifica en ningún caso, un estiaje acusado aunque sí un desplazamiento del mínimo, de septiembre (serie Aportación) a octubre (serie Desembalse). Queda patente la antropización del régimen en las pendientes abruptas que adquiere la función en el paso de aguas bajas a aguas altas y viceversa.

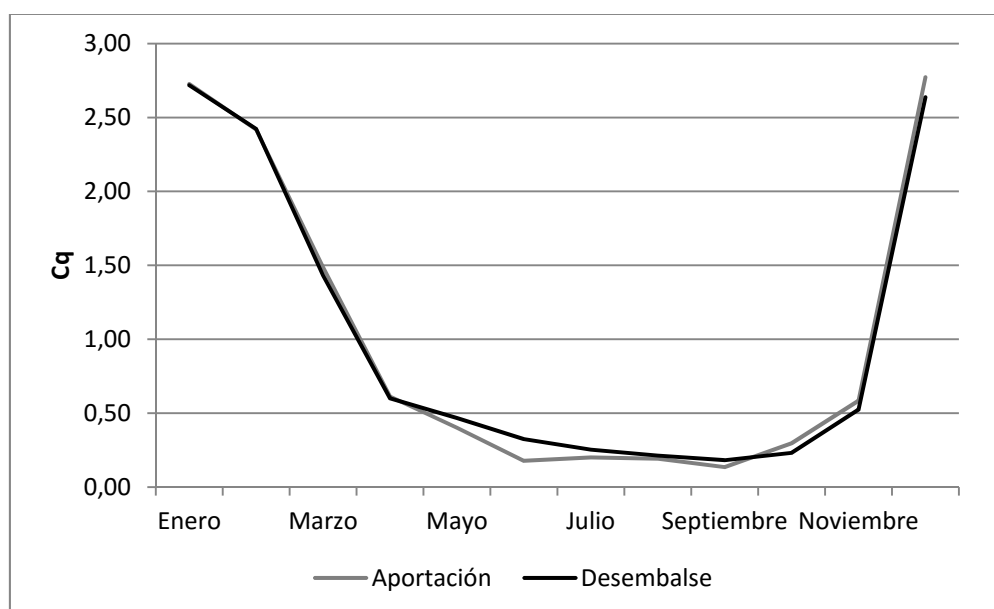


Figura 11.59: Régimen fluvial del río Rivera de Huelva a partir de los registros de Aportación y Desembalse del embalse del Gergal, 5042 (1990-2011). Fuente: SIAA

Este comportamiento tan diferenciado del descrito para el periodo 1970-1995 en la estación de aforo, tan solo unos kilómetros aguas abajo, puede tener su explicación por un lado, en la confluencia del río Rivera de Cala al río Rivera de Huelva; y por otro, en la consecución de un cierto equilibrio en su comportamiento estacional con el tiempo. De este modo, el comportamiento del Rivera de Cala alterado, en parte, por la gestión del embalse de Cala (59 hm³), aporta un régimen similar al del Rivera de Huelva para el mismo periodo (Fig. 11.60): el máximo se individualiza en enero y supera en poco el coeficiente 3 y el estiaje natural se suaviza de junio a septiembre.

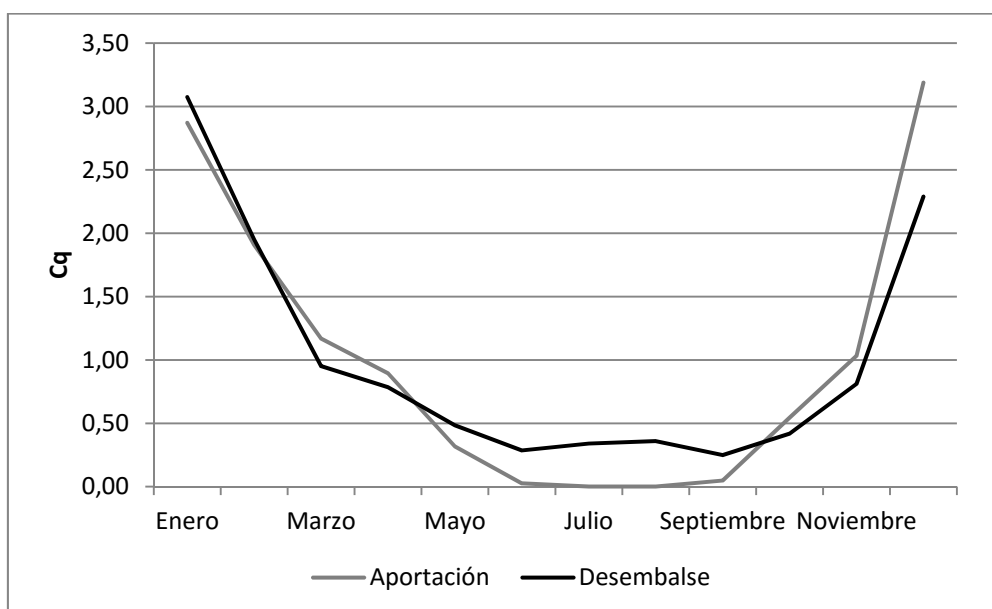


Figura 12.60: Régimen fluvial del río Rivera de Cala a partir de los datos de Aportación y Desembalse del embalse de Cala, 5014 (1990-2011). Fuente: SIAA

11.3.4.2. Cambios en el régimen fluvial entre 1952 y 2011

Aguas arriba de la confluencia de su principal afluente, el Rivera de Cala, la primera modificación respecto al régimen natural se detecta a partir de la puesta en explotación del embalse de Aracena en 1969. En este momento y para una capacidad de agua embalsada de 189 hm³ y un volumen de regulación de 54 hm³, el máximo de caudal se adelanta al mes enero, en el que alcanza ya un coeficiente de caudal superior a 4; mientras, el periodo de estiaje

se acentúa y amplía desde junio a noviembre. Asimismo, se identifica ya cierta artificialidad en el paso de aguas altas a aguas bajas y viceversa, adquiriendo la función pendientes abruptas, vinculadas a la gestión de los embalses. En cambio, las alteraciones que se detectan entre 1979 y 1986 se deben a modificaciones parciales en las sueltas de agua, dado que a pesar de que en esta fecha se construye el embalse del Gergal, éste no afecta al comportamiento estacional del río, al ubicarse aguas abajo de la estación de aforo Central de Cala (5077). Es en el periodo 1987-1995, con la puesta en explotación del embalse de Zufre, cuando se intensifican los cambios detectados previamente. En este momento, un incremento de 175 hm³ en la capacidad de embalse y de 48 hm³ en el caudal regulado al año, supone la consolidación en la alteración definitiva del régimen fluvial del Rivera de Huelva. El máximo se adelanta al mes de diciembre, en el que alcanza un coeficiente de caudal cercano a 6, vinculado a las abundantes precipitaciones de los años 1996 y 1997, imposibles de retener en la cuenca mediante el sistema de presas del Rivera de Huelva; como tendremos ocasión de analizar en el apartado correspondiente a las avenidas fluviales. Asimismo, se mantiene un fuerte y prolongado estiaje desde junio a octubre, incrementándose sobremanera la irregularidad estacional.

Con ello podemos concluir que, los primeros síntomas en la alteración del régimen fluvial del río Rivera de Huelva, en este tramo, están asociados sobre todo a la puesta en explotación del embalse de Aracena en 1969; cuando la cuenca alta cuenta con una capacidad de embalsado total de 189 hm³ y de 54 hm³ de regulación.

Aguas debajo de la confluencia con el Rivera de Cala, y con la gestión de dos embalses más, el Cala y el Gergal (95 hm³ más), la variabilidad estacional descrita por el Huelva para comienzos del siglo XXI adquiere una mayor regularidad respecto al régimen anterior que se manifiesta en coeficientes de caudal próximos a 2,5 en los máximos y superiores a 0,2 en los mínimos (Fig. 11.59).

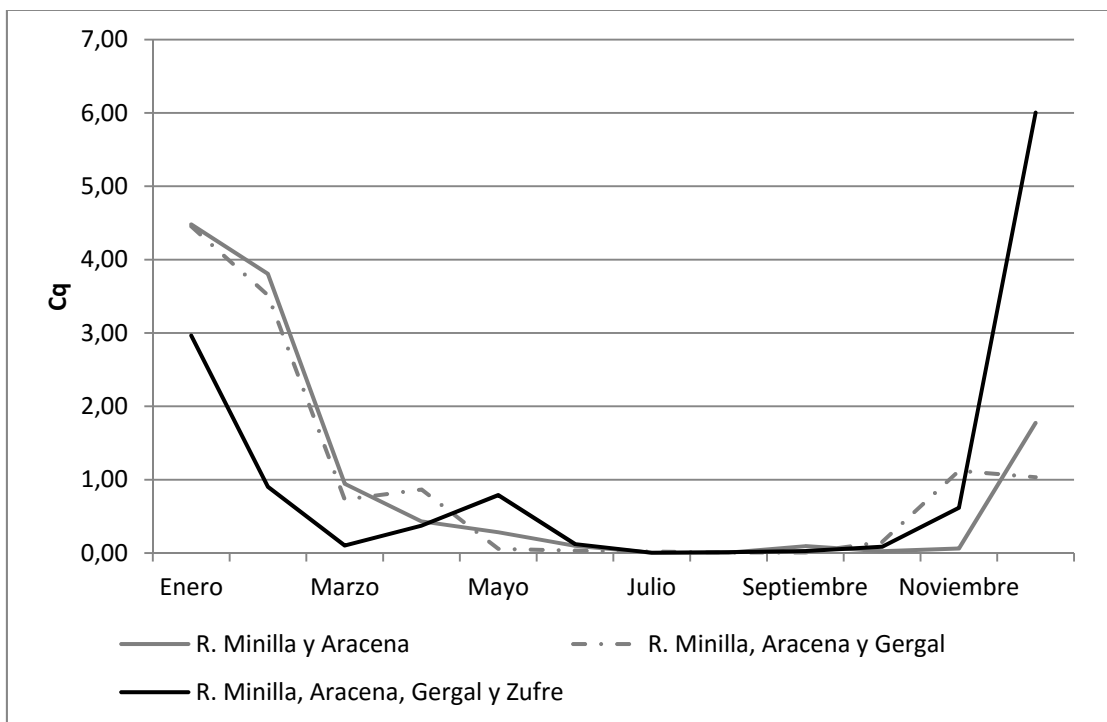


Figura 11.61: Cambios en el régimen fluvial del río Rivera de Huelva en la estación de aforo Central de Cala (5077) a partir de la puesta en explotación de los embalses de su cuenca. Periodo (1970-1995). Fuente: SIAA

Pese a este comportamiento diferenciado a partir de la puesta en explotación de los distintos embalses, todos presentan en la variabilidad estacional pendientes abruptas entre el periodo de aguas altas y el de aguas bajas, reflejando con ello la regulación antrópica a la que está sometido el río Rivera de Huelva desde la década de los cincuenta.

11.3.5. Las crecidas del río Rivera de Huelva

Para el estudio del comportamiento hidrológico extremo del Rivera de Huelva, contamos, junto con los datos diarios de la estación de aforo Central de Cala (5077) y el embalse del Gergal (65), con los correspondientes a la estación de aforo El Gergal (5053) en la que se recoge la avenida de febrero y marzo de 1947. Con ello, se podrá analizar tanto el comportamiento natural del río en avenida, como la alteración que experimenta éste conforme se incrementa la regulación hidráulica en la cuenca. En este caso, dado el grado de alteración

que presenta la cuenca y que la regulación que ejerce el embalse del Gergal es irrelevante, como ha quedado puesto de manifiesto en el análisis del comportamiento hidrológico del río Rivera de Huelva; no procede al cálculo de los tiempos de recurrencia para diferentes magnitudes de caudal extremo. Podría haberse calculado en los registros de aportación y desembalse de la Minilla, pero el hecho de que aguas abajo de este embalse aún le llegue la confluencia del Rivera de Cala, tampoco sería significativo.

11.3.5.1. La crecida de 1947 en el aforo de El Gergal en régimen natural

La crecida de febrero-marzo de 1947 registrada en la estación de aforo el Gergal, en desuso con la puesta en explotación del embalse del mismo nombre, obedece a unas condiciones absolutamente naturales, al no presentar el río principal para la fecha ningún embalse en explotación. Este genera una crecida polifásica, con generación de tres ondas de crecida sucesivas y crecientes (Fig. 11.62), de la misma manera que la definiese VANNEY (1970) para el Guadalquivir. Iniciada la curva de ascenso el 19 de febrero, la primera punta de crecida se alcanza seis después, el 25 del mismo mes ($170 \text{ m}^3/\text{s}$); mientras la segunda, de generación mucho más rápida, se genera el 1 de marzo ($214,5 \text{ m}^3/\text{s}$) tras varios días de receso hasta niveles medios de $90 \text{ m}^3/\text{s}$. Tras esta punta rápida, tendrá lugar la onda de crecida de mayor magnitud y envergadura de la tres, que alcanza los $318,5 \text{ m}^3/\text{s}$ en un solo día, manteniéndose en ese nivel de caudal los días 3 y 4 de marzo. A partir de este momento, se inicia una curva de descenso escalonada, manteniéndose en valores de $216 \text{ m}^3/\text{s}$ los días 6 y 7 de marzo, para a partir de entonces descender gradualmente hasta el comienzo de la curva de agotamiento el 11 de marzo. Por tanto, esta crecida natural del río Rivera de Huelva, en el tramo medio, se caracteriza por un tiempo base de 21 días de los cuales, once corresponden a la curva de ascenso o generación de la punta máxima de crecida y diez a la curva de descenso o evacuación de la crecida.

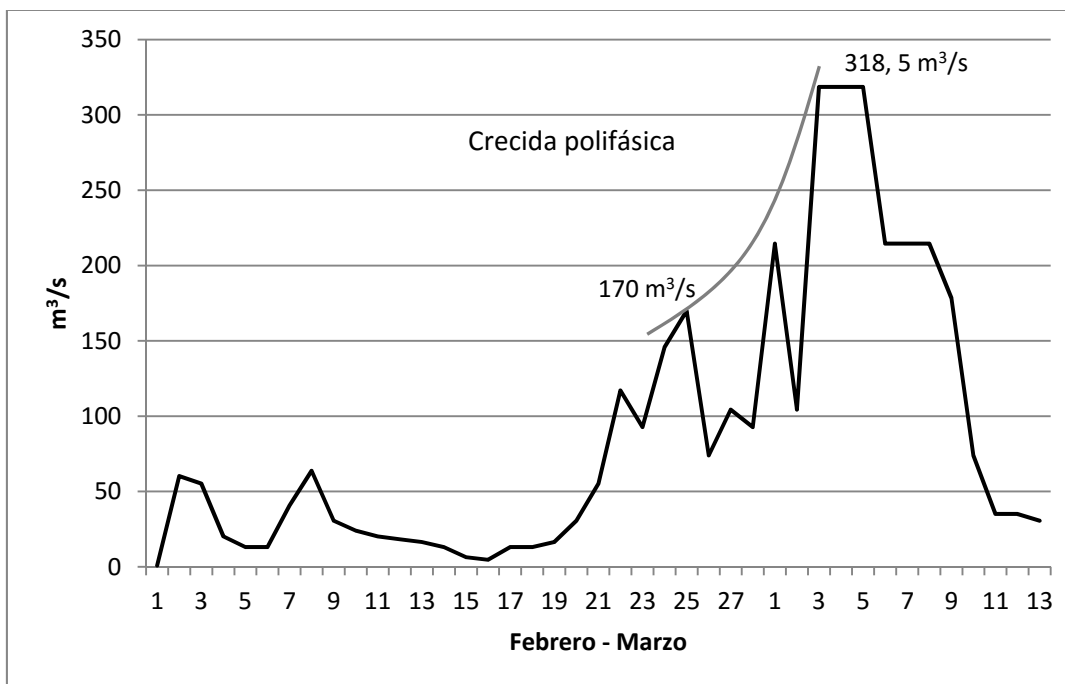


Figura 11.62: Hidrograma de la crecida de 1947 del río Rivera de Huelva en el aforo de El Gergal (5053). Para el momento sólo estaba en explotación el embalse de Cala en el afluente Rivera de Huelva. Fuente: SIAA

11.3.5.2. La crecida de 1963 en el aforo Central de Cala en régimen seminatural

La crecida que tiene lugar en el tramo medio del río en febrero-marzo de 1963, no se produce en condiciones de estricta naturalidad ya que para entonces se había puesto en explotación el embalse de La Minilla. Si bien es cierto que a nivel estacional e interanual, el río no altera en demasía su comportamiento natural, en momentos hidrológicos extremos su comportamiento difiere en parte del descrito en condiciones naturales. Así, en esta ocasión el río manifiesta una crecida caracterizada por tres ondas rápidas e individualizadas cada una de ellas (Fig. 11.63) de las anteriores, por recesos de caudal que vuelven a magnitudes de caudal inferiores incluso al caudal modular de la serie en la que se encuadra la crecida ($Q_m=7,4 \text{ m}^3/\text{s}$). La primera, se inicia el 6 de febrero aunque se mantiene en los límites del cauce ordinario hasta el día 11, para en tan solo un día alcanzar la punta de crecida de $270 \text{ m}^3/\text{s}$. Tras la evacuación de la misma en un solo día, la segunda onda se inició el 15 de febrero y alcanzó la punta de crecida el 17 de marzo ($400 \text{ m}^3/\text{s}$), lo que supuso un incremento de

caudal en el río superior a $350 \text{ m}^3/\text{s}$ en tan sólo dos días. En este caso, la evacuación de la misma tarda dos días, comenzando la curva de agotamiento el 20 de febrero. Tras diez días con caudales inferiores a $19,5 \text{ m}^3/\text{s}$, la tercera y última onda de crecida tiene lugar el 2 de marzo y se genera en un solo día, con una punta de crecida de $200 \text{ m}^3/\text{s}$. En este caso, y pese a que la magnitud de caudal de este tercer máximo es menor que las anteriores, el río tarda 4 días en evacuar por completo esta última punta de crecida.

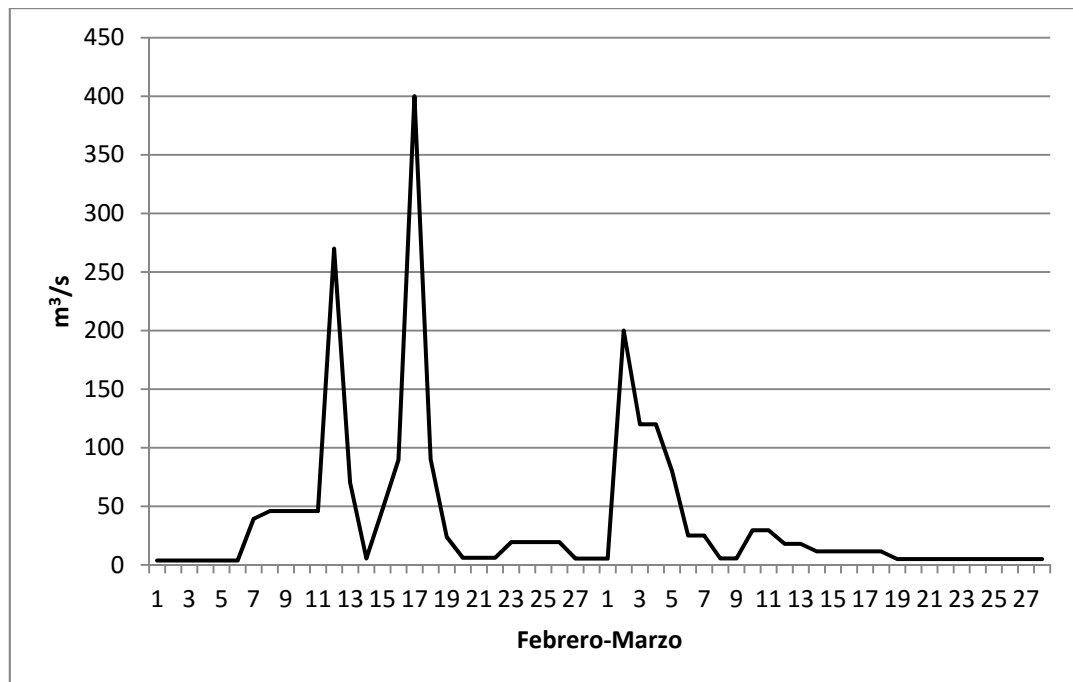


Figura 11.63: Hidrograma de la crecida del río Rivera de Huelva en el aforo de Central de Cala (5077). Para el momento había entrado en explotación, aguas arriba, el embalse de la Minilla (58 hm^3). Fuente: SIAA

En un primer análisis, en relación al comportamiento hidrológico extremo del río en condiciones naturales (avenida 1947), podemos inferir un posible control del embalse la Minilla a partir de la identificación de ondas de crecida mucho más rápidas y desconectadas entre sí, y del inexistente caudal base que circula durante el evento; lo que podría ser propio de una crecida generada por sueltas y no por una progresiva saturación del suelo y ascenso del nivel freático en el fondo de valle.

11.3.5.3. La crecida de 1996 en el embalse de El Gergal en régimen antropizado

La última gran avenida del siglo XX en la cuenca del río Rivera de Huelva, tiene lugar en diciembre de 1996 y enero de 1997 y se trata de un evento de crecida generado en un sistema controlado por los embalses de la cuenca. El hidrograma que genera aguas abajo está caracterizado por dos ondas de crecidas individualizadas (Fig. 11.64), una en diciembre de 1996 y otra en enero de 1997. La de diciembre comienza el 17 y alcanza la punta de crecida el día 23. En estos seis días, la curva de ascenso no crece de manera progresiva sino que refleja varios recesos de caudal los días 20 y 22; mientras que la curva de descenso refleja una evacuación de la crecida en 4 días, finalizando el evento el 27 del mismo mes. Tras él, el Gergal mantiene los desembalses durante dieciséis días más, aunque sin superar en ningún caso los 200 m³/s. La de enero, más rápida que la primera, se inicia también el día 17 alcanzando la punta de crecida de 340,7 m³/s en tan sólo tres días, finalizando el 25 de enero.

Si tenemos en cuenta que el embalse del Gergal no infiere grandes alteraciones en el comportamiento hidrológico del Río de Huelva, tanto a nivel estacional como a nivel interanual; en crecida hemos de entender que el hidrograma que define el Gergal es el que le llega de su cuenca alta. Por tanto, y en base a ello, el sistema de embalses de la cuenca del río Rivera de Huelva fue incapaz de regular y laminar la avenida de 1996, generando en su llanura una avenida de gran magnitud, con una onda de crecida mucho más acusada que la correspondiente a 1963.

Aguas arriba, para la estación de aforo Central de Cala, el SIAA no aporta registros completos de esta avenida (faltan los datos correspondientes a caudales máximos), sin embargo, la autora cuenta con registros aportados por la Comisaría de Aguas del Guadalquivir (C.H.G.) que superan en mucho los registros oficiales aportados por el SIAA para el embalse de El Gergal (Fig. 11.65). En base a ellos, se estaría describiendo para la estación de aforo Central de Cala una crecida de magnitud superior a los 1000 m³/s y de gran impacto en la llanura aluvial del río Rivera de Huelva y en su confluencia con el

Guadalquivir. Se plantea pues una vez más, la veracidad en la contrastación de los datos publicados, en este caso por el SIAA en lo que corresponde a avenidas extraordinarias.

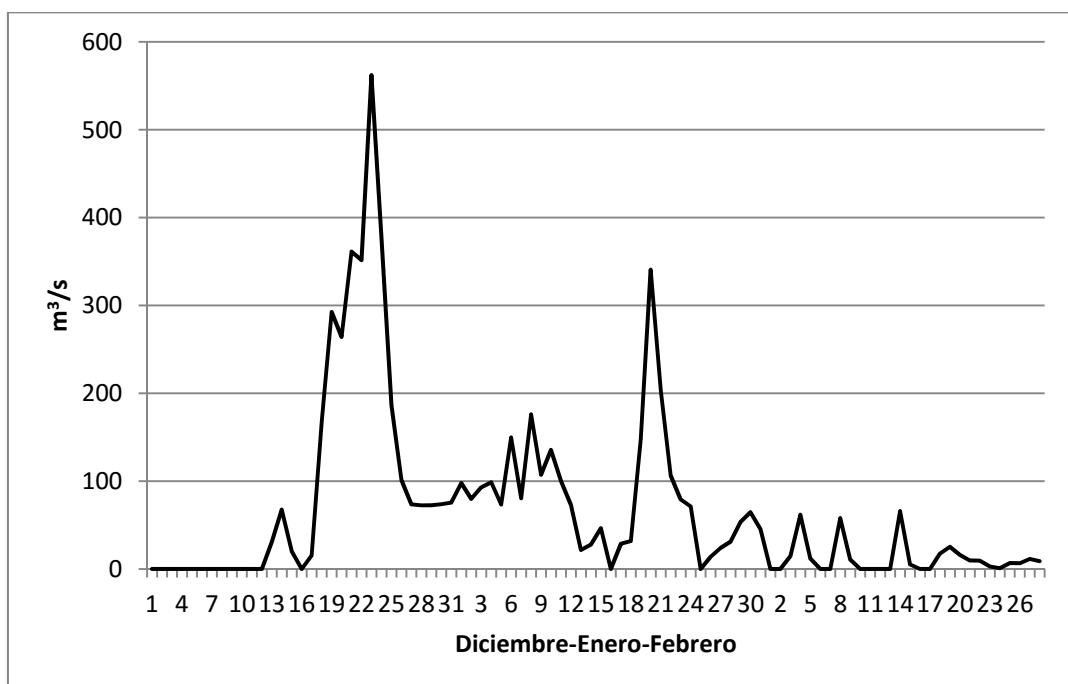


Figura 11.64: Hidrograma de la crecida de 1996-1997 del río Rivera de Huelva en el embalse de El Gergal. Para el momento, la cuenca cuenta con todos los embalses en explotación. Fuente: SIAA

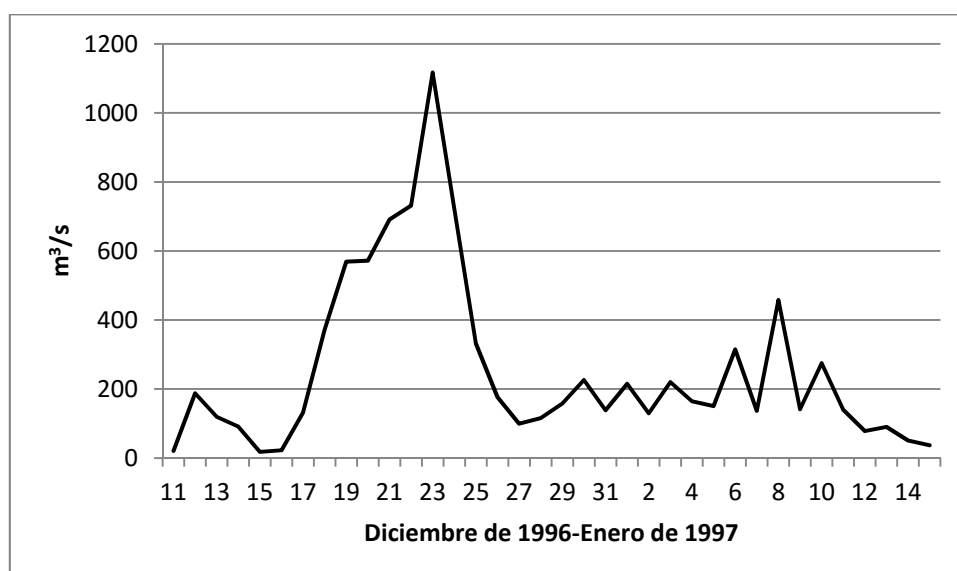


Figura 11.65: Hidrograma de la crecida de 1996-1997 del río Rivera de Huelva en el aforo de Central de Cala. Fuente: Comisaría de Aguas del Guadalquivir (C.H.G.)

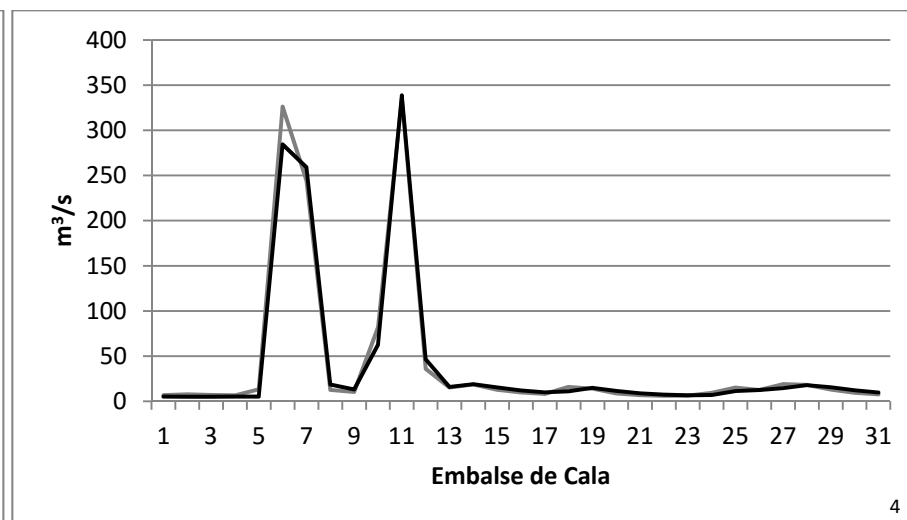
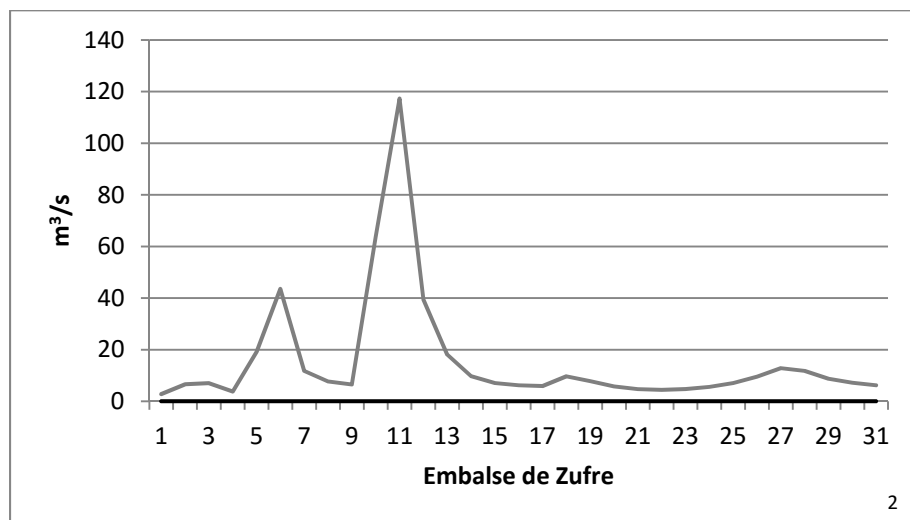
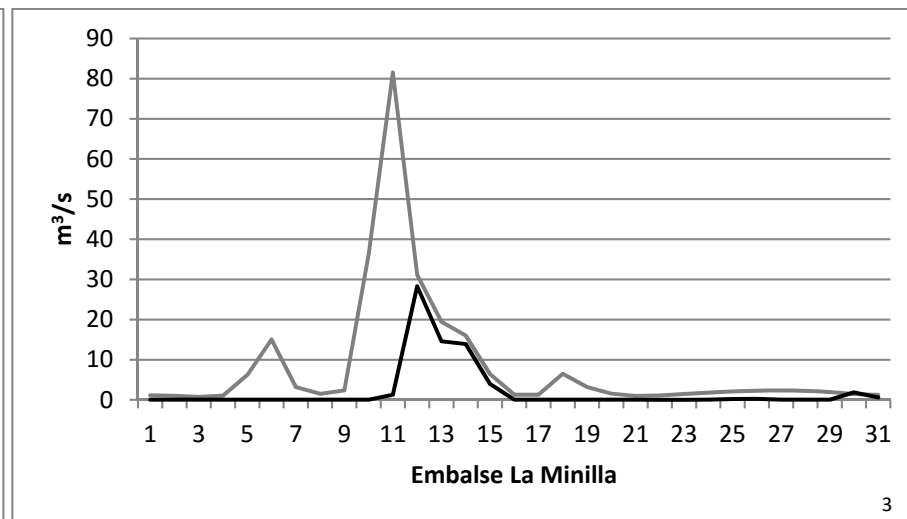
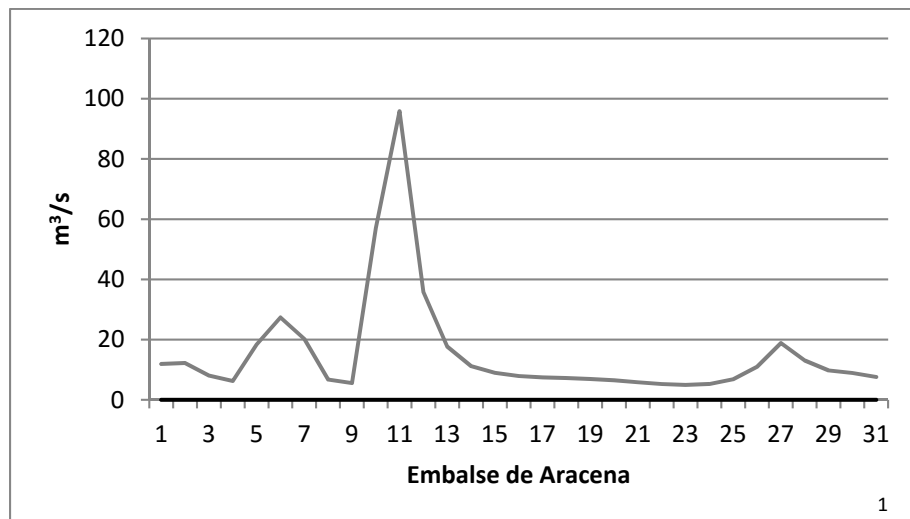
11.3.5.4. Las últimas crecidas en el embalse de El Gergal en régimen antropizado

Al igual que se hiciera en el resto de los ríos estudiados, en el río Rivera de Huelva las crecidas correspondientes al siglo XXI son analizadas a partir de los datos de caudal, no contrastados, del SAIH del Guadalquivir. Sin embargo, el hecho de que esta cuenca tenga en explotación cinco embalses complejiza el análisis, a la vez que permite un estudio pormenorizado del grado de regulación y/o laminación que cada uno de ellos infiere al comportamiento hidrológico del río Rivera de Huelva, en momentos de máximos hidrológicos. Asimismo, será interesante analizar la evolución que experimenta la crecida a lo largo de su tramo alto y medio así como su transmisión al tramo bajo, mediante el control de los embalses.

a) La crecida de 2001

A la vista de los hidrogramas de crecida correspondientes a las series *Aportación* y *Desembalse* de los cinco embalses, se desprende el siguiente comportamiento para la avenida de enero de 2001 (Fig. 11.66): por un lado, aguas arriba de los embalses de Aracena y Zufre, sus correspondientes subcuencas generan hidrogramas similares aunque con puntas de crecida sensiblemente diferentes; si bien en ambos casos, estas quedan retenidas en los embalses, por lo que no llegan a manifestarse aguas abajo, en el río.

Por otro lado, aguas abajo del embalse de la Minilla la crecida empieza a manifestarse en el río, primero con un aumento de su caudal ordinario, tras la laminación por parte de la Minilla de la punta de crecida de $81,5 \text{ m}^3/\text{s}$ en una de $28,4 \text{ m}^3/\text{s}$, y después con la llegada del afluente Rivera de Cala. En este caso, el embalse de Cala evacúa la totalidad de la crecida que genera su cuenca alta, generando dos puntas individualizadas y rápidas, una el 6 y otra el 11, con magnitudes de caudal de 284 y $338 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente. En consecuencia, el embalse del Gergal genera, aguas abajo, una crecida rápida, en la que tan sólo en un día, el 11 de enero, se alcanza el caudal punta de $367,7 \text{ m}^3/\text{s}$.



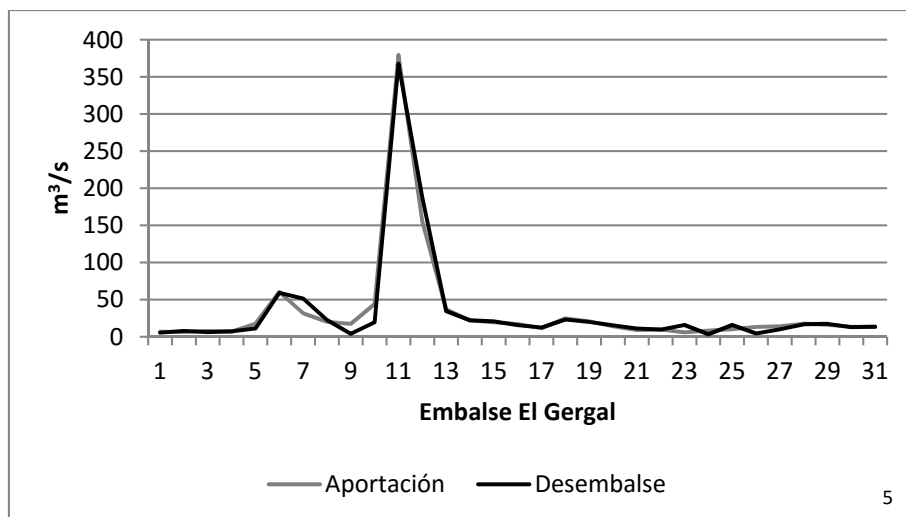
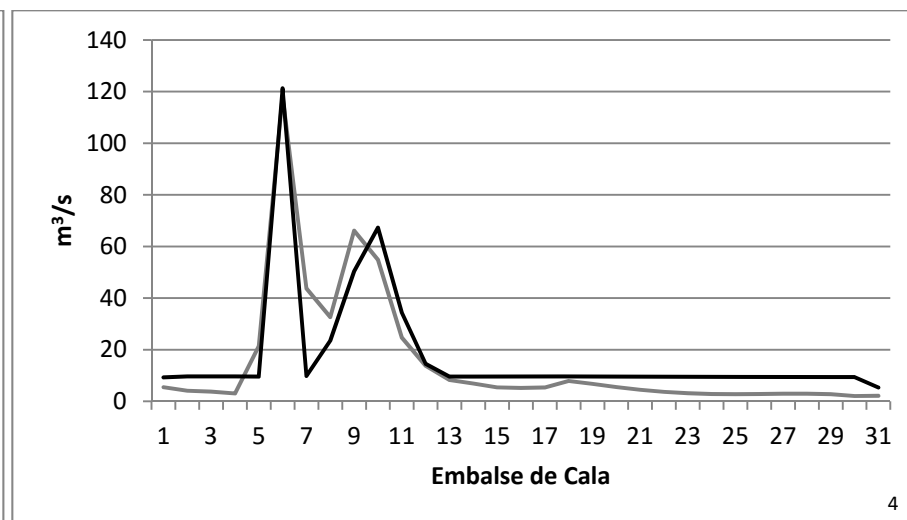
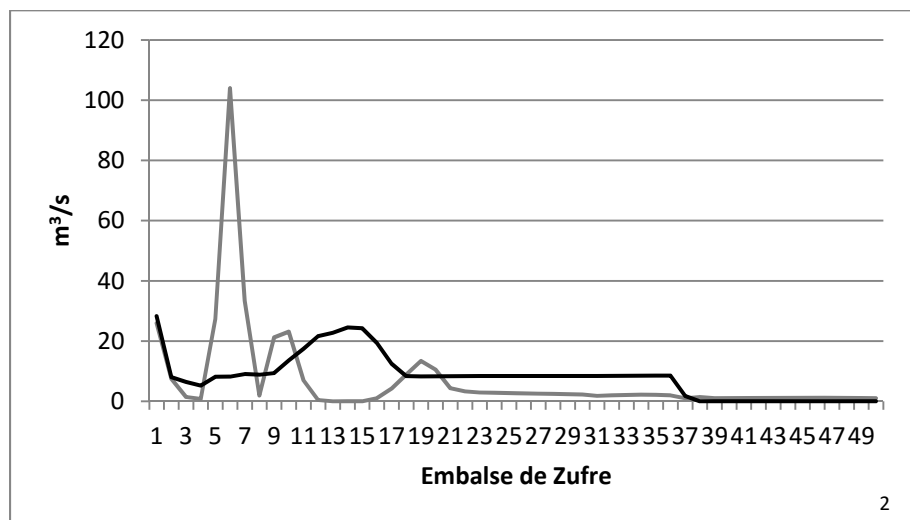
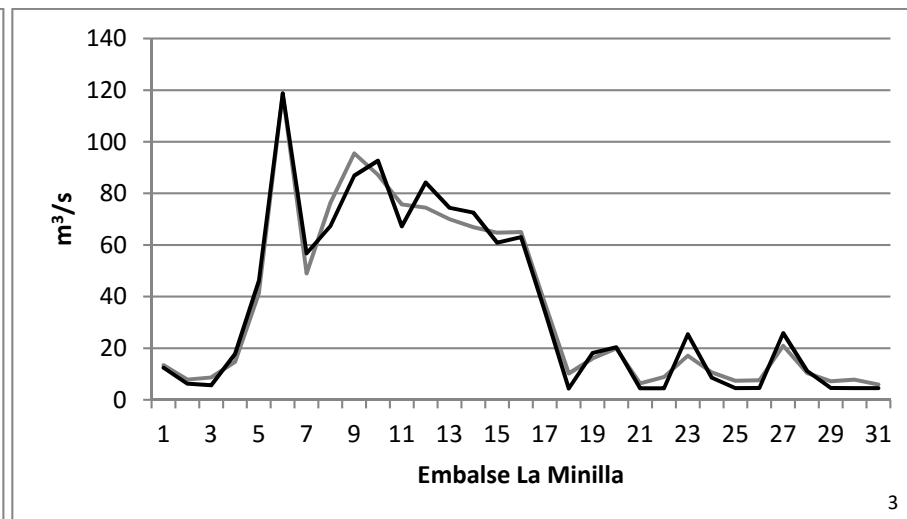
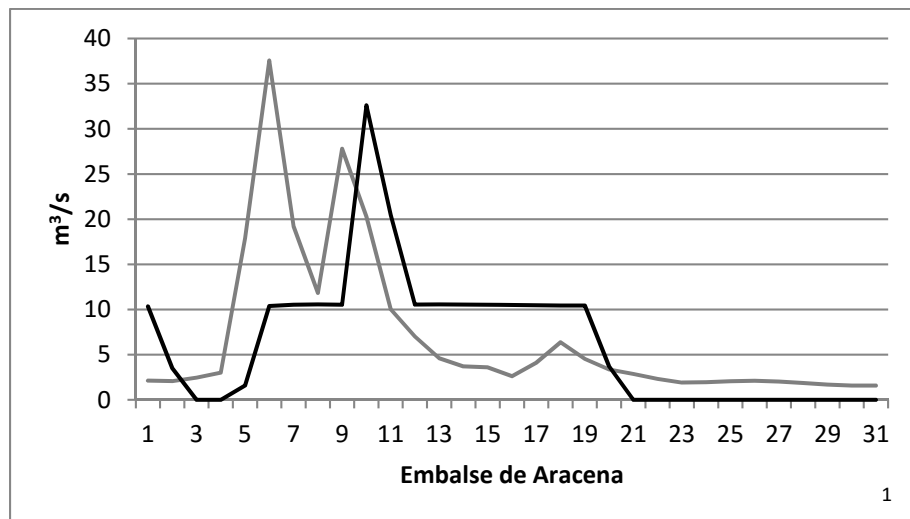


Figura 11.66: Hidrogramas de la crecida de 2001 del río Rivera de Huelva a partir de los datos de *Aportación* y *Desembalse* de los embalses de la cuenca. La numeración del 1 al 5 indica la posición relativa de cada embalse en la cuenca. Fuente: SAIH

b) Las crecidas de 2003 y 2004

A tenor de los hidrogramas correspondientes a la crecida de diciembre de 2003, el comportamiento hidrológico del río se intensifica a partir del embalse de la Minilla (Fig. 11.67). Aguas arriba de este, las subcuencas de los embalses de Aracena y Zufre generan sendas crecidas muy dispares: la primera, de carácter ordinario, con dos puntas de apenas 40 m³/s, es laminada por el embalse de Aracena; mientras que la segunda con una punta de más de 100 m³/s queda prácticamente retenida en el embalse de Zufre. En este caso, es la subcuenca de la Minilla la que genera una crecida con un caudal punta de 120 m³/s (6 de diciembre) y un caudal base de 60 m³/s durante 11 días que su embalse es incapaz de controlar, evacuándola en su totalidad. Este hecho, junto al desembalse por parte del Cala, determina un comportamiento hidrológico máximo del Rivera de Huelva de 244 m³/s en su tramo bajo, tras una leve laminación de la punta principal por parte del embalse del Gergal.



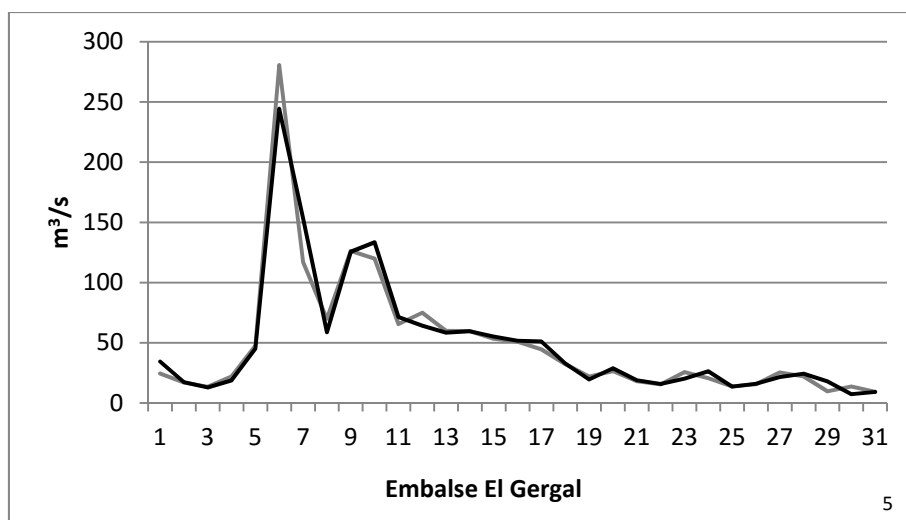
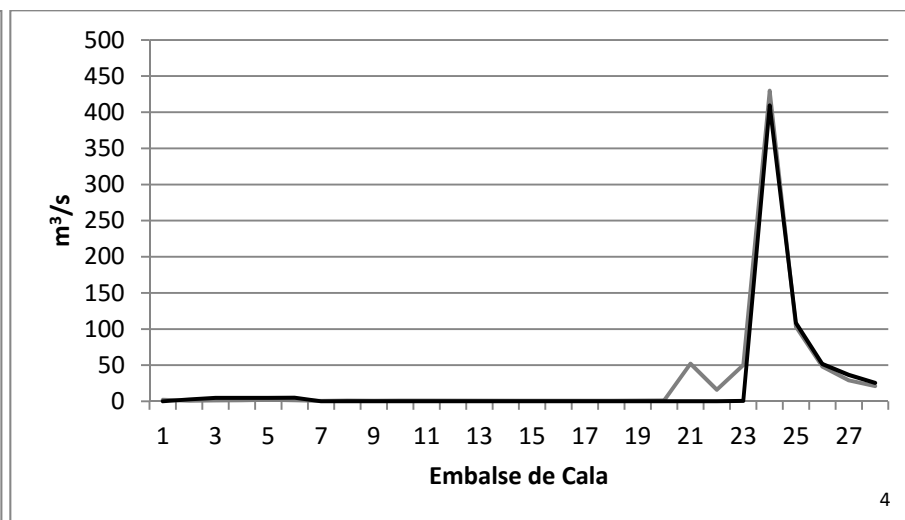
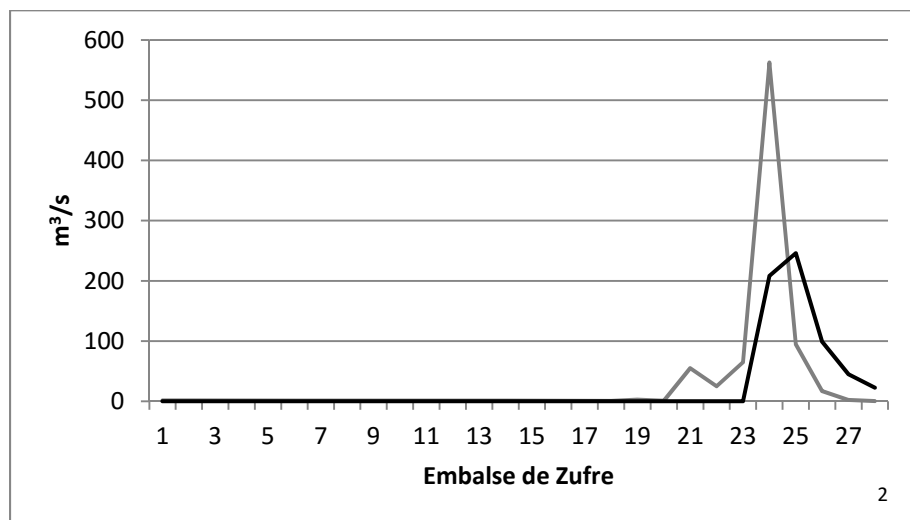
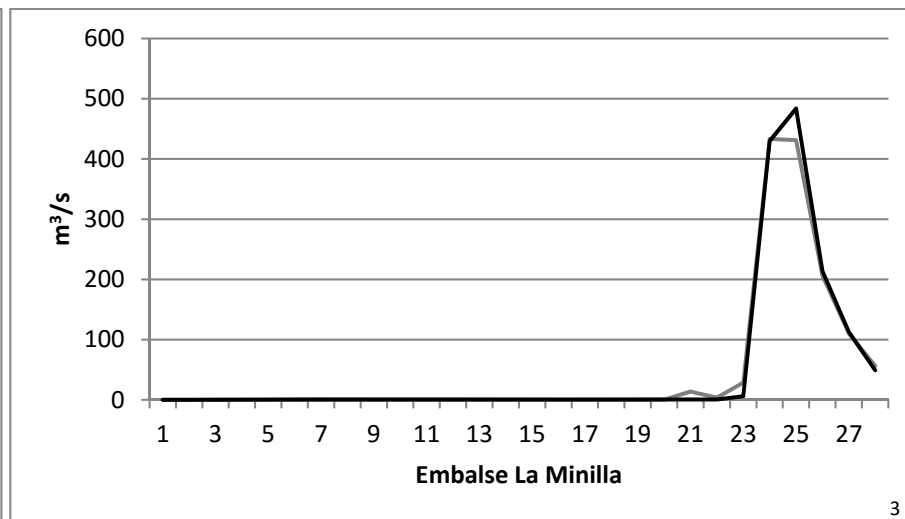
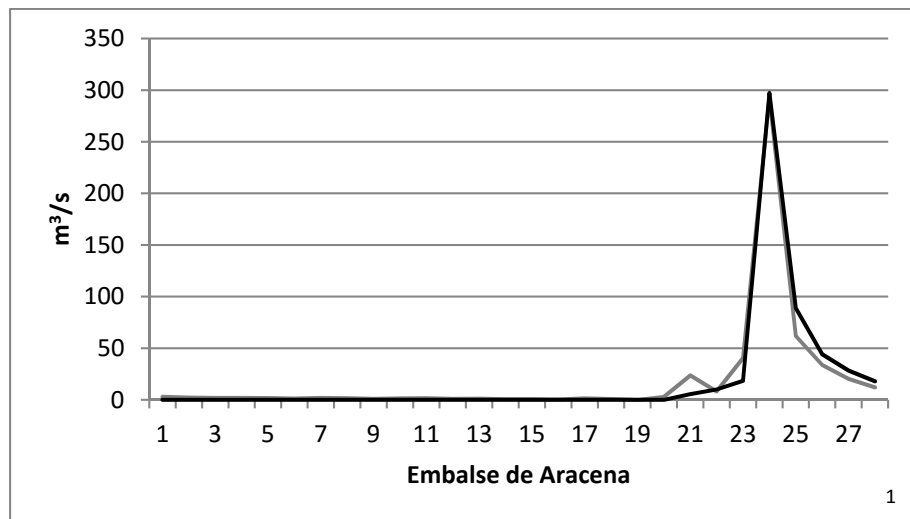


Figura 11.67: Hidrogramas de la crecida de 2003 del río Rivera de Huelva a partir de los datos de *Aportación* y *Desembalse* de los embalses de la cuenca. La numeración del 1 al 5 indica la posición relativa de cada embalse en la cuenca. Fuente: SAIH

La presencia de un nuevo evento de crecida en el mismo año hidrológico como es el caso del de febrero de 2004 (Fig. 11.68), en un sistema de embalses con capacidades de almacenamiento diversas y en un año hidrológico húmedo, determina la generación de una onda de crecida, en el tramo bajo del Rivera de Huelva, próxima a 700 m³/s. En este proceso, tan sólo el embalse de Zufre pudo laminar en parte la crecida que le llega, por lo que el sistema de presas, ante la imposibilidad de laminarla, generó una crecida similar a la de 1996. Este mismo evento en otros sistemas, como el Guadalbarcar o el Huesna, o no se manifiesta o el embalse es capaz de laminar.



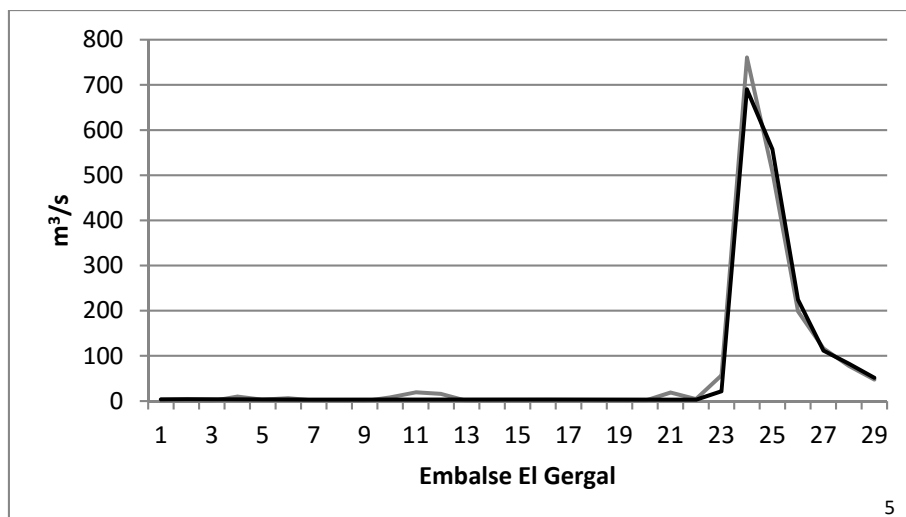
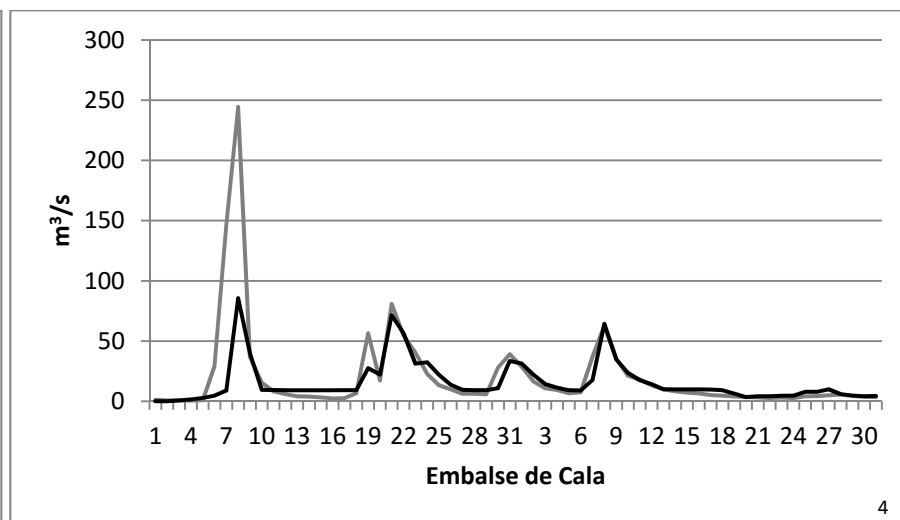
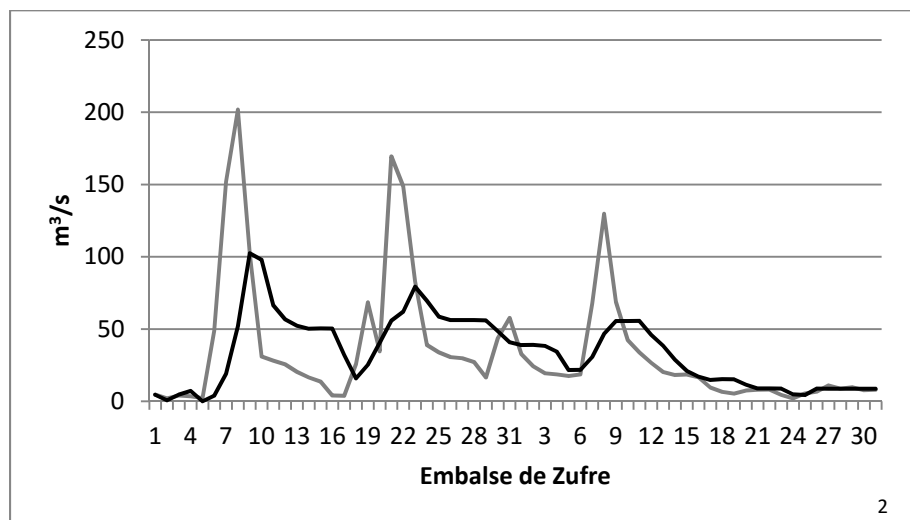
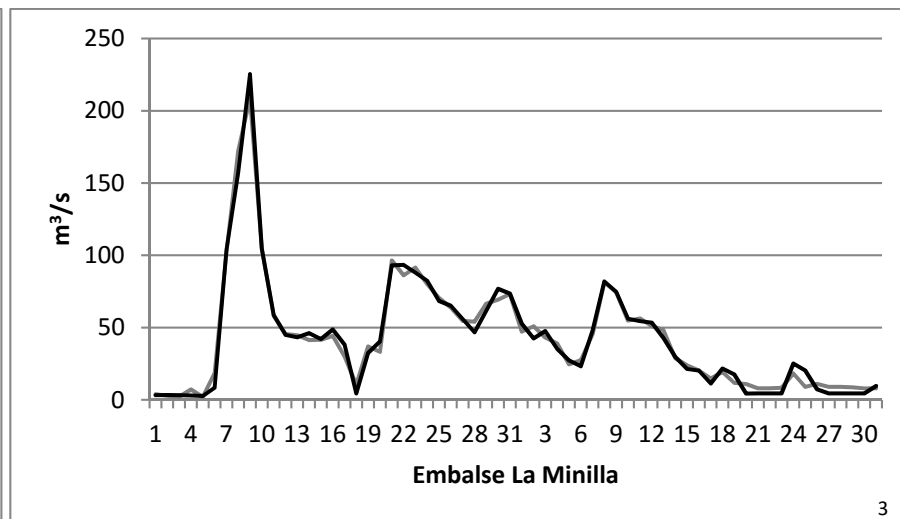
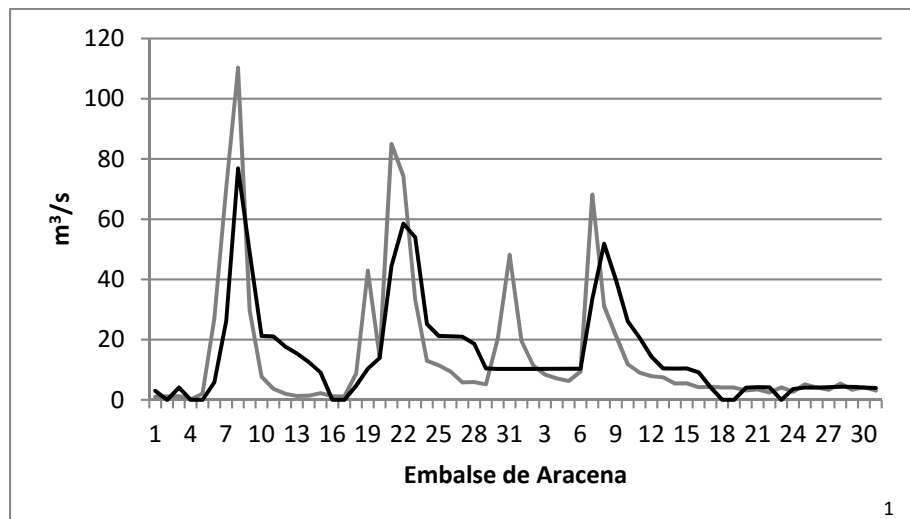


Figura 11.68: Avenida del río Rivera de Huelva en febrero de 2004 a partir de los datos de *Aportación* y *Desembalse* de los embalses en la cuenca. La numeración del 1 al 5 indica la posición relativa de cada embalse en la cuenca. Fuente: SAIH Guadalquivir

c) La crecida de 2010-2011

La crecida natural de diciembre de 2010 y enero de 2011 en el río Rivera de Huelva, y al igual que ocurriera en los ríos Guadalbarcar y Huéznar, se caracteriza por la sucesión de una serie de ondas de crecida de magnitudes diversas a lo largo de aproximadamente 30 días (Fig. 11.69). Esta situación especialmente significativa en las subcuencas de los embalses de Aracena y Zufre se matiza en las subcuencas de la Minilla y Cala, en las cuales la crecida tan sólo genera un única punta con una magnitud de caudal por encima de los 200 m³/s. En esta ocasión, la regulación que ejerce el embalse de Zufre, laminando la crecida a prácticamente la mitad así como la que ejerce el embalse de Cala en el control, casi total, de su única punta, evitan que la crecida llegue al Gergal con una magnitud de caudal mucho mayor. En este sistema de desembalses, es de nuevo el embalse de Aracena en el tramo alto del río y el de la Minilla en el tramo medio, los que regulan poco o absolutamente nada.



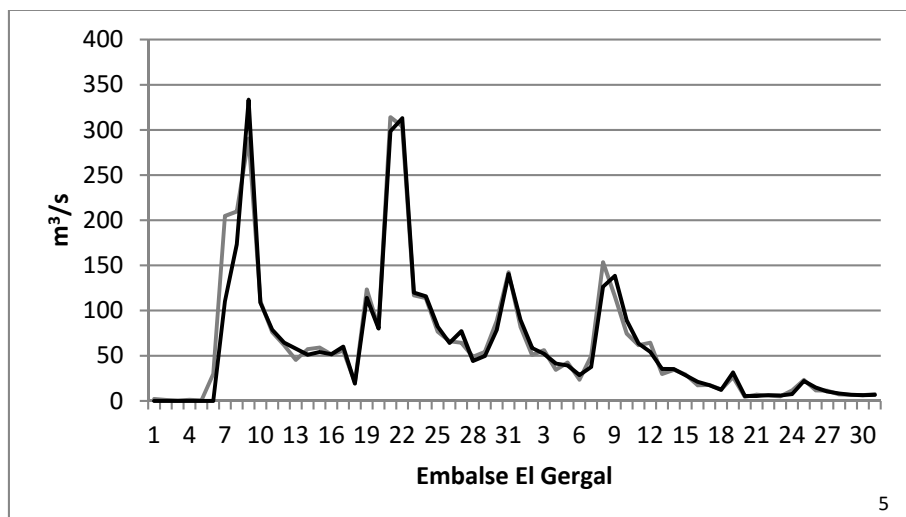


Figura 11.69: Hidrogramas de la crecida de 2010-2011 del río Rivera de Huelva a partir de los datos de *Aportación* y *Desembalse* de los embalses de la cuenca. La numeración del 1 al 5 indica la posición relativa de cada embalse en la cuenca. Fuente: SAIH

Aguas abajo, el Gergal genera un hidrograma de crecida que repite prácticamente el modelo de los creados en la cuenca alta; esto es, una sucesión de ondas rápidas e individualizadas que afectan a la llanura a lo largo de un mes y que en esta ocasión oscilan entre los 340 m^3/s de la primera y los 150 m^3/s de la última.

En definitiva y pese a que no se cuenta con los datos de precipitaciones específicos de la cuenca del Rivera de Huelva en esos días, meses y años, la consideración de éstos a la escala de Cuenca Hidrográfica (C.H.G, 2010) permite tener en cuenta algunas consideraciones sobre el control de los embalses en momentos de máximos hidrológicos: en años climáticamente normales (2001 y 2003), los embalses de Aracena (129 hm^3) y Zufre (175 hm^3) laminan las ondas de crecida que generan sus subcuencas insertas en las pizarras y cuarcitas del Cámbrico y Devónico; mientras que se revelan incapaces de ello los embalses de la Minilla (58-60 hm^3) y Cala (55-59 hm^3) que drenan el saprolito granítico desarrollado en los plutones de Santa Olalla y Castilblanco. De esta manera, son los caudales generados en su cuenca media y los aportados por su principal afluente los responsables de las avenidas generadas. Sin embargo, en un año ligeramente húmedo como el 2004, tras varios años climáticamente normales, los embalses de la cuenca del Rivera de

Huelva se revelan incapaces de laminar las ondas de crecida, llegando al Gergal una crecida inducida, con un caudal punta superior a la generada en el año 2010 catalogado por C.H.G. (2010) como climáticamente húmedo. Asimismo, en años hidrológicamente húmedos como el 2010, tras un periodo seco hidrológico acusado (2005-2009), los cinco embalses de la cuenca tampoco consiguen laminar por completo la avenida, prolongándose en la llanura una situación de desbordamiento. Es evidente que el efecto cascada que se produce hasta llegar al último embalse, el Gergal, a escasos kilómetros de la llanura aluvial del Rivera de Huelva, aporta una mayor complejidad a la gestión hidráulica en momentos de máximos hidrológicos. Todo ello se traduce en el aumento de la capacidad erosiva del agua, como consecuencia del incremento de la velocidad y la disminución de la carga transportada. El efecto de aguas limpias aguas abajo del embalse del Gergal conlleva una mayor capacidad de arrastre, a la que va asociada procesos de incisión en el lecho, como tendremos ocasión de analizar en el capítulo siguiente.

11.3.6. Conclusiones

La particularidad hidrológica actual de la cuenca del río Rivera de Huelva está asociada al control que se ejerce sobre los caudales que produce. No obstante, son las características geomorfológicas así como el tamaño y la orientación de la cuenca a la entrada de los vientos del SW, las que permiten que esta sea una cuenca productora y excedentaria de caudal; organizada por una red fluvial definida por dos grandes arterias que recogen y evacúan con rapidez la escorrentía superficial generada en sus vertientes.

Con un perfil longitudinal encajado pero escasamente evolucionado, como corresponde a cuencas de zócalo, éste presenta cierta influencia estructural manifestada en numerosas rupturas de pendiente; a las que se le une la que le otorga la confluencia de su principal afluente el Rivera de Cala y la superposición de un ciclo erosivo vinculado a cambios en el nivel de base desde, al menos, el Pleistoceno Superior. En la actualidad, la incorporación de hasta cinco nuevos niveles de base locales radicados en las presas hacen del

Rivera de Huelva uno de los ríos más fragmentados de todo el bajo Guadalquivir.

A nivel hidrológico, esta fragmentación espacial también supone la alteración de su comportamiento, que entre otros aspectos, trae consigo una disminución de su caudal modular superior al 67%. En cuanto a su variabilidad interanual, la progresiva creación de embalses hasta finales de la década de los 80 genera una ruptura en las condiciones hidrológicas del río a partir del año 1980, a la que se le une, sin duda, las condiciones climáticas que imperan en toda la cuenca del Guadalquivir. Ello conlleva una disminución del caudal modular en algo más de 2 m³/s y la mayor irregularidad interanual posible; perdiendo con ello el río la aleatoriedad en su comportamiento. La segunda ruptura se identifica en el año 1996, un año especialmente húmedo en la cuenca del Guadalquivir, pero en el que el control hidráulico de la cuenca del río Rivera de Huelva lo hace extremo, generando al río un comportamiento hidrológico inducido; al igual que se detectara en el Guadalquivir. Pese a ello, el río Rivera de Huelva mantiene la secuencia del comportamiento interanual descrito para el resto de afluentes y el propio Guadalquivir, esto es: *periodo húmedo-transición (a más seco)-húmedo*.

En cuanto a su régimen fluvial, aguas arriba de la confluencia del Rivera de Cala, este pasa de unas condiciones seminaturales en la década de los 60 a otras antrópicas en la década de los noventa. Así, el régimen pluvial subtropical caracterizado por un coeficiente de irregularidad de 19 y una variabilidad estacional asociada al ritmo de las precipitaciones, pese al desplazamiento de varios meses entre máximos; se transforma, con la puesta en explotación de los embalses de la cuenca, en un régimen pluvial antropizado. Este está definido por un coeficiente de irregularidad extremo, 411, y una variabilidad caracterizada por máximos en diciembre y enero ($Cq > 4$) y mínimos ($Cq < 0,02$) que se extienden desde junio a octubre, no manifestándose en el río ni el comienzo del año hidrológico ni el máximo climático de abril. Aguas abajo de la confluencia del Rivera de Cala, y para comienzos del siglo XXI, la variabilidad estacional que describe el Rivera de Huelva no se aleja de la descrita con anterioridad, aún cuando refleja una mayor regularidad (12,3) que se manifiesta

en coeficientes de caudal próximos a 2,5 en los máximos y superiores 0,2 en los mínimos. Pese a ello, la distribución estacional del caudal sigue manifestando pendientes abruptas entre el periodo de aguas altas y el de aguas bajas, demostrando con ello la regulación antrópica al que está sometido.

Por último, el sistema de embalses en cascada no ha terminado con las crecidas en el tramo bajo del río Rivera de Huelva. Por el contrario, la generación de avenidas de manera progresiva y de carácter polifásico hasta llegar al caudal punta (caudal medio diario $\pm 500 \text{ m}^3/\text{s}$) del río en estado natural se ha ido transformado en crecidas con varias ondas, individualizadas unas de otras, de rápida generación (inferior al tiempo de concentración natural de la cuenca) y con caudales en algunos casos superiores a los alcanzados históricamente, en condiciones climáticas similares. Ello se traduce en el aumento de la capacidad erosiva del agua como consecuencia del aumento de la velocidad y el efecto de aguas limpias.

11.4. INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Del análisis efectuado se deduce que, para una correcta aproximación a las condiciones hidrogeomorfológicas de los afluentes mariánicos del Guadalquivir es imprescindible utilizar una escala de cuenca-vertiente y no consideraciones generales de estudios regionales sobre el borde de la Meseta (HERNÁNDEZ PACHECO, 1955; SOLÉ SABARÍS, 1987). Una prueba de ello es la presencia, en una de las cuencas estudiadas, la del Huéznar, de materiales carbonatados con presencia de acuíferos que matizan las características del flujo hidrológico; o la inexistencia de la típica red pennada en los afluentes, que es sustituida por otra, por lo general, de tipo dendrítico inadaptada a la estructura, a excepción de la del Guadalbarcar. Así, pese a que todas se insertan en el zócalo paleozoico, cada una de ellas presentan ciertas particularidades a tener en cuenta en la medida en la que pueden condicionar el comportamiento hidrológico de los ríos.

De las tres cuencas estudiadas es la del Guadalbarcar la que mayor influencia lito-estructural presenta. A nivel morfométrico, se manifiesta en una evolución y reorganización de la red fluvial que adquiere diferentes componentes generales en su recorrido (NNW-SSE, W-E y N-S) así como una tipología en forma de peine con codos de confluencia de 90° en numerosos afluentes. A nivel de trazado, este control se manifiesta de manera evidente en el tramo bajo del río, al quedar encajado en las calizas del Tortoniense, en las que labra un pequeño cañón fluvio-kárstico.

Por su parte, la cuenca hidrográfica del Rivera de Huéznar y su red no se adaptan al dispositivo estructural de rumbo hercínico de Sierra Morena. Ello es debido a que la incisión se inscribe, en la mitad septentrional de la cuenca, sobre un modelado de aplanamientos de orientación NE-SW que visela toda la estructura; mientras que en el sector meridional, predomina la incisión N-S remontante, vinculada a los descensos del nivel de base regional. La red, de carácter dendrítico y relación de bifurcación elevada, como corresponde a cuencas de montaña sin demasiada dependencia estructural (SENCIALES GONZÁLEZ, 1999 y STRAHLER, 1974) se presenta fuertemente incidida, sobre todo en el colector principal, siendo incorporados los interfluvios muy recientemente junto con su modelado kárstico.

Mientras, en la cuenca del río Rivera de Huelva se infiere una cierta dependencia estructural tanto en la morfología de su cuenca como en su red de drenaje, sobre todo en su tramo alto. En este caso, la incisión se inscribe en la mitad septentrional de la cuenca, adaptada al modelado de orientación hercínica NW-SE, en el que los colectores secundarios adquieren un patrón subdendrítico también acomodados a la estructura; mientras que en el sector central y meridional la incisión pasa de una orientación NNW-SSE a otra de orientación N-S asociada a los cambios en el nivel de base regional.

En lo que respecta a los cambios hidrológicos, éstos están asociados por un lado, al grado de intervención hidráulica existente en cada una de las cuencas; y por otro, a la capacidad de agua embalsada y al tipo de explotación de los embalses. A este respecto, si bien las cuencas del Guadalbarcar y Rivera de

Huéznar presentan un solo embalse, frente a los cinco del río Rivera de Huelva, existen particularidades a tener en cuenta entre ellos, sobre todo, en lo que se refiere a modificaciones en el régimen fluvial y en su comportamiento hidrológico extremo.

Entre las principales alteraciones hidrológicas detectadas está la modificación de sus respectivos regímenes fluviales. Así, con la entrada en explotación del embalse de José Torán en la década de los 90, el río Guadalbarcar se aleja de su régimen natural de tipo pluvial subtropical adquiriendo otro de carácter antropizado; en el que se identifica un máximo en verano vinculado a las descargas para satisfacer las necesidades hídricas agrícolas, al igual que sucede en otros ríos mediterráneos (LÓPEZ BERMÚDEZ, 2004). Se aleja, por tanto, de cualquier tipo de régimen descrito por PARDE (1933) o MASACHS (1948, 1954) para el ámbito mediterráneo.

En el río Rivera de Huéznar, la particularidad de su cuenca determina que sea la karstificación reciente la responsable de un acuífero semiconfinado, que genera flujos de retorno máximos durante los meses de mayo y junio y que aleje, por tanto, su régimen natural del pluvial subtropical para el que MASACHS había catalogado, con carácter general, a todos los ríos de la Submeseta Sur (MASACHS, 1942). Por tanto, el control que ejerce en este caso el embalse de Huesna no hace más que regularizar, con el tiempo, su comportamiento estacional, suavizando el máximo que se adelanta a diciembre así como el estiaje, ya de por sí reducido, del verano. En ambos casos, la gestión de los embalses aporta regularidad a su variabilidad intranual tal y como ocurre en otros ríos peninsulares (JUÁREZ, 2004; ARROLLO LERA, 2004; SEGURA BELTRÁN, 2004). A este respecto y si bien es cierto que queda lejos del objetivo de estudio de este Trabajo, es importante poner de manifiesto que dichos cambios en el régimen fluvial, sobre todo en el caso del Guadalbarcar que llega a invertirse, ha de traducirse sin duda en un cambio de las condiciones ecosistémicas del río.

El caso del río Rivera de Huelva escapa por completo a la regularidad estacional descrita para los ríos Guadalbarcar y Huéznar tras la construcción

de sus respectivos embalses. En este caso, aguas arriba de su principal afluente el Rivera de Cala y tras la puesta en explotación de los embalses La Minilla, Aracena y Zufre ($> 360 \text{ hm}^3$) su régimen pluvial subtropical se transforma en otro antropizado, caracterizado por una fuerte irregularidad intranual, definida por máximos en diciembre y enero con coeficientes de caudal superior a 4 y mínimos extremos desde junio a octubre con coeficientes de caudal inferior a 0,02. Mientras que aguas abajo de dicha confluencia y con la gestión de dos embalses más, el Cala y el Gergal (95 hm^3), la variabilidad estacional descrita por el Huelva para comienzos del siglo XXI adquiere una mayor regularidad que se manifiesta en coeficientes de caudal próximos a 2,5 en los máximos y superiores 0,2 en los mínimos. Pese a este comportamiento diferenciado a partir de la puesta en explotación de los embalses, todos los regímenes fluviales presentan en la distribución mensual del caudal, pendientes abruptas entre el periodo de aguas altas y el de aguas bajas, demostrando con ello la regulación antrópica al que están sometidos los tres ríos estudiados.

Por otro lado, la laminación que ejercen los embalses en momentos hidrológicos extremos también reduce el impacto de las avenidas en sus respectivas llanuras aluviales y con ello, la conectividad de los cauces con sus llanuras de inundación, sobre todo en crecidas ordinarias; revelándose incapaces de laminar por completo las crecidas extraordinarias. A este respecto, no sólo la capacidad de embalse condiciona la laminación de las avenidas sino también la capacidad que tienen dichos embalses al comienzo del evento hidrológico así como la propia gestión del fenómeno. Así, podemos decir que para un mismo periodo el embalse de José Torán reduce en un 75% la magnitud de las crecidas en el río Guadalbarcar; mientras que el Huesna lo hace en algo más del 50%; lo que conlleva una menor laminación de las mismas en el río Rivera de Huéznar, sobre todo, las de periodos de recurrencia superior a 10 años. Asimismo y aunque a priori podría sugerir lo contrario, el sistema de embalses en cascada del Rivera de Huelva tampoco ha conllevado a la regulación completa de estas fluctuaciones hidrológicas extremas; antes al contrario, pueden llegar a inducir ondas de crecida cuyas magnitudes de caudal no corresponden ni a las características climáticas ni a las particularidades

fisiográficas de la cuenca. En cualquier caso, y dependiendo sobre todo de la gestión de los embalses, la onda u ondas de crecida generadas, según el río, aguas abajo suelen ser de rápida concentración, más o menos aplanadas e individualizadas unas de otras, en el caso de que se generen varias; lo que conlleva un incremento en el tiempo base de las crecidas en términos generales. Todo ello se traduce en el aumento de la capacidad erosiva del agua como consecuencia del aumento de la velocidad y el efecto de aguas limpias.

En cuanto a la variabilidad interanual del caudal y a pesar de que no todos los ríos estudiados abarcan el mismo periodo temporal, todos comparten su horquilla temporal con la estudiada en el Guadalquivir. Se manifiesta así la coincidencia temporal en la alternancia de periodos más o menos húmedos con su nivel de base, a pesar de no compartir el mismo nivel de antropización. En el caso de los ríos Guadalbarcar y Huéznar (periodo 1993-2011), si bien los embalses incrementan la irregularidad interanual en un 26,4% y 16%, respectivamente, de la misma manera que se ha detectado en otros ríos peninsulares (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2001; LÓPEZ BERMÚDEZ, 2004; SEGURA BELTRÁN, 2004); la disminución del caudal modular atribuible a la gestión de los embalses es sensiblemente mayor en el Huéznar (8,5%) que en el Guadalbarcar (5,6%), aunque el análisis de un periodo previo en el Huéznar (1977-1994) en el que queda recogida la respuesta del río a la construcción del embalse, refleja un descenso inicial del caudal modular estimado del 60%. Del mismo modo, en el caso del Rivera de Huelva y tras la construcción de todos sus embalses, la disminución del caudal modular alcanza valores superiores al 67%.

Por otro lado, tan sólo en los ríos Huéznar y Huelva se han podido identificar rupturas de homogeneidad inicialmente asociada a la gestión de los embalses, aunque en ningún caso el mismo año de su entrada en explotación. En el Huéznar la ruptura se detecta en el año 1989, dos años después de la construcción del Huesna; adelantando así un año el estiaje de la década de los noventa. Mientras que en el Huelva, la identificación de rupturas en los años 1980 y 1996, si bien suponen cambios en el comportamiento hidrológico del río

(caudal modular, variabilidad interanual, etc.) así como la pérdida de aleatoriedad en su comportamiento; no podemos concluir que estos cambios estén sujetos exclusivamente al control hidráulico, como en el caso del Huéznar, dado que tienen lugar en periodos climáticos extremos como son la sequía meteorológica de la década de los 80 (PITA LÓPEZ, 2001) o el máximo climático de 1996-1997 (C.H.G, 2011). Pese a ello, y a expensas de trabajos que confirmen esta alteración en otros ríos, la acción de los embalses estaría extremando la respuesta hidrológica a la variabilidad climática propia de regiones mediterráneas.

12. CAMBIOS MORFOLÓGICOS EN LOS RÍOS GUADALBARCAR, RIVERA DE HUÉZNAR Y RIVERA DE HUELVA (1956-2010)

12.1. RÍO GUADALBARCAR

12.1.1. Rasgos geomorfológicos de la llanura aluvial del río Guadalbarcar

La cuenca del río Guadalbarcar es estrictamente de carácter serrano, de ahí que buena parte de la misma esté inserta en materiales de zócalo o de borde; quedando la llanura aluvial restringida a los últimos kilómetros de su recorrido al incorporarse a la llanura aluvial del Guadalquivir. En este contexto, su tramo bajo lo identificamos a partir del embalse de José Torán en el que el río discurre, en parte, disectando la serie de rocas metamórficas, así como las rocas carbonatadas del Tortonense; y en parte, encajado en las terrazas medias y bajas del Guadalquivir al tiempo que, en su evolución, configura su propia llanura aluvial en los últimos seis kilómetros de recorrido, aguas abajo del Charco del Infierno. El embalse, que ha supuesto la alteración del comportamiento hidrológico del río rompe además el perfil longitudinal de éste mediante la incorporación de un nuevo nivel de base. De esta manera, la pendiente media que adquiere el tramo bajo es del 2,1% frente a una pendiente media general de 1,3% para todo el tramo.

Con carácter general, su llanura aluvial está caracterizada por cuatro niveles de terraza (T13, TH1, TH2 y Th1) y un fondo de valle continuo en todo el tramo bajo (Fig. 12.1). Con una extensión máxima de 340 m de anchura la configuración morfológica de la llanura es asimétrica, siendo su desarrollo más amplio en la margen izquierda que en la derecha cuya evolución queda limitada por los potentes escarpes del límite de la llanura aluvial Guadalquivir. Si bien los niveles T13 y TH1 son los de mayor desarrollo en el Guadalbarcar, es el Th1 el que adquiere una mayor continuidad espacial en el tramo.

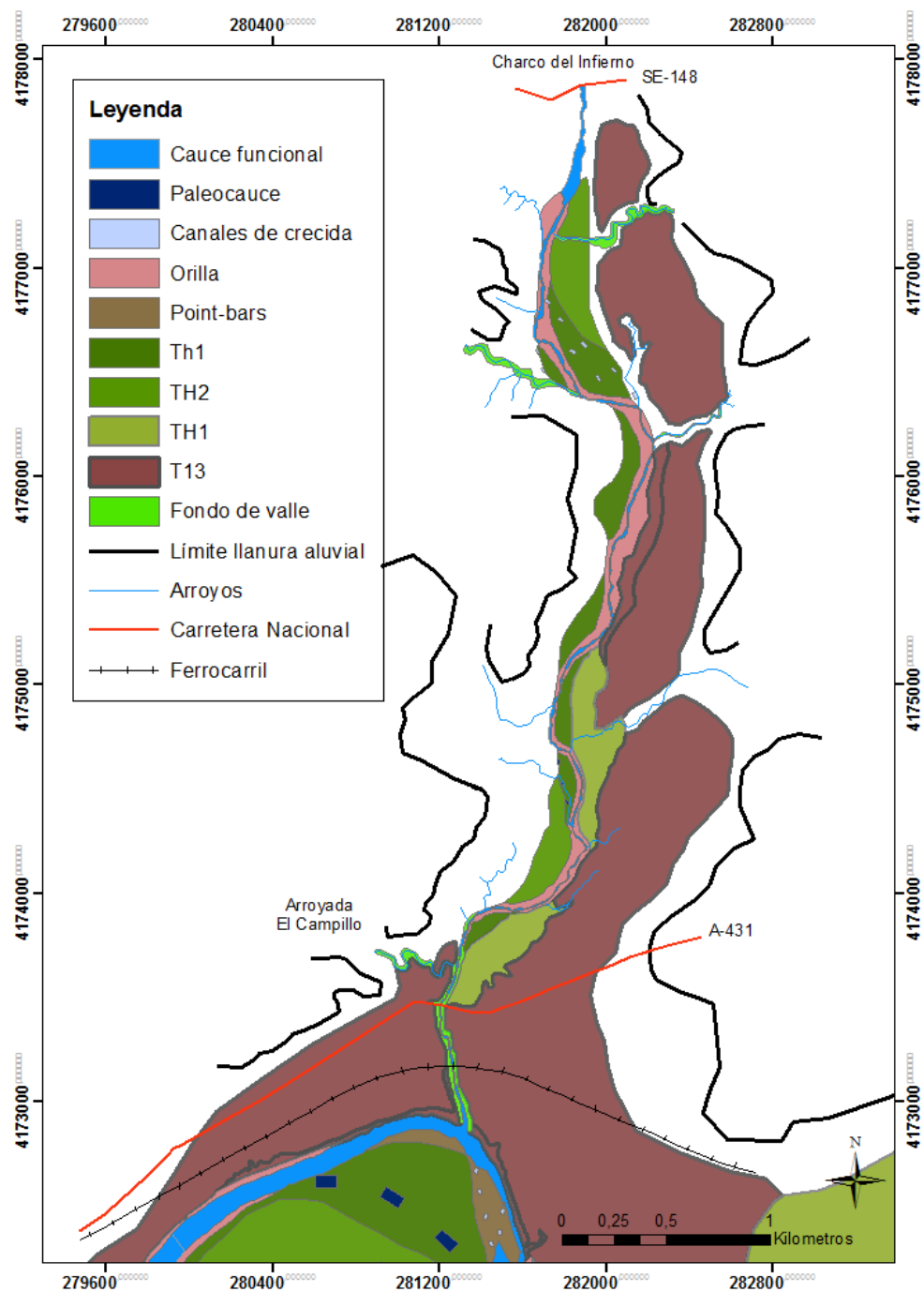


Figura 12.1: Mapa geomorfológico del tramo bajo del río Guadalbarcar en 1956

La presencia de numerosas barras de canal y laterales en el fondo de valle da muestra de la transferencia sedimentaria existente, de carga grosera, en el tramo de estudio; y que procede no sólo de la cabecera de la cuenca sino

también de las profundas arroyadas labradas en las laderas de la T12 del Guadalquivir. Junto a ello, el trazado divaga débilmente en su llanura, generando un trazado sinuoso, a excepción del último kilómetro de recorrido en el que adquiere trazado rectilíneo, sin movilidad lateral y encajado en la terraza T13 hasta su desembocadura con el Guadalquivir. Este particular encajamiento del río en su tramo final puede venir condicionado por el contacto litológico existente en la zona, donde surge el sustrato paleozoico, como se puede observar en el lecho del Guadalbarcar en la transversal del puente del ferrocarril (Sevilla-Córdoba), a escasos metros de su desembocadura con el río Guadalquivir (Foto 12.1).



Foto 12.1: El río Guadalbarcar en la transversal del puente del ferrocarril (Sevilla-Córdoba) donde surge el sustrato paleozoico. Autora: García Martínez, agosto de 2015

Mientras que el sentido que toma hacia el SE el trazado del Guadalbarcar, sin motivo aparente, a partir de su encajamiento en la T13, podría estar controlado

a priori, por la tectónica. Este hipotético control litológico y estructural podría explicar también que el meandro del Guadalquivir en el que confluye (Nº 10 para 2010) haya experimentado tan sólo pequeños cambios morfométricos vinculados a la progradación lateral y a la rotación de sus curvas aguas arriba del sentido general del valle, quedando el arco de entrada del meandro alineado a la dirección del tramo de confluencia del afluente. De esta manera, el Guadalbarcar desemboca en el arco externo de un meandro (*Confluent meander bend*), de forma asimétrica respecto al río principal y contrario al sentido de la corriente general del Guadalquivir, con un ángulo de confluencia inicial de 126° (COGO de ArcGis 10.1) (Fig.13.2); y en un tramo del Guadalquivir (El Rincón-Alcolea del Río) caracterizado por la tendencia a la incisión (Vid. 4.2.2.).

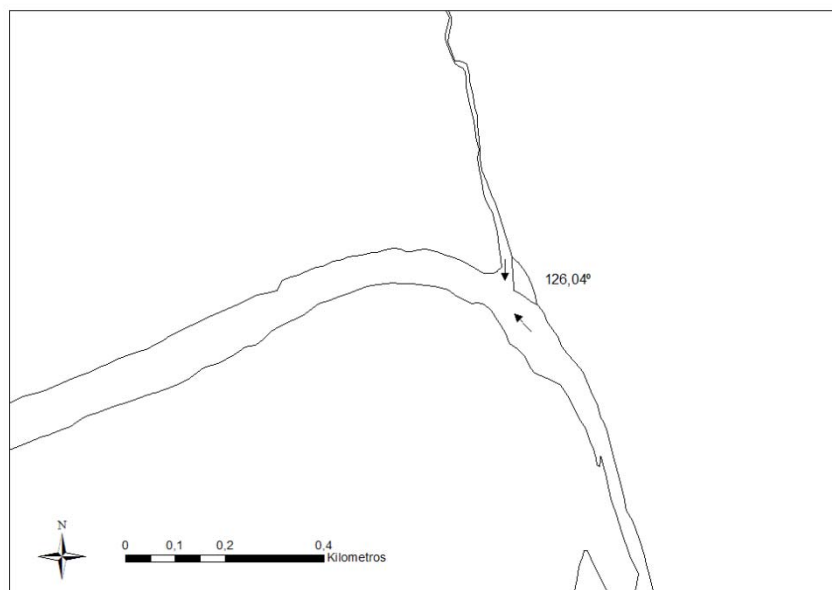


Figura 12.2: Ángulo de confluencia del río Guadalbarcar y el Guadalquivir en 1956

El meandro del Guadalquivir en el que desemboca, excluido de la tipología “Peñaflor” por su gran amplitud de onda, es uno de los meandros de mayor evolución histórica del Guadalquivir que ha mantenido, *grosso modo*, sus características morfométricas hasta la actualidad. A pesar de ello, se evidencia asimismo deformaciones morfológicas, como la generación de *loops* y curvas

secundarias, en respuesta a unas condiciones hidrológicas diferentes (*Vid.* 6.3.1). Así, con una evolución inicial al N durante el Holoceno (TH1 y TH2), el río empieza a migrar con movimientos de rotación, en sentido contrario al sentido general del valle en época histórica (Th1), desarrollando *loops* de meandros a partir del siglo XX. Este movimiento de rotación progresivo se mantendrá hasta la actualidad como consecuencia del confinamiento que le infiere en principio, el escarpe del nivel de terraza T13; así como el hipotético control estructural al que hemos aludido con anterioridad y sobre el que habría que profundizar en futuros trabajos. En esta progradación lateral actual, el río Guadalquivir deja en su margen convexa, un conjunto de barras a modo de point-bars al N y al NE, separadas por una zona de socavación que impide la conexión de las mismas a lo largo de la margen.

En este sentido, RILEY and RHOADS (2012) ya pusieron de manifiesto en otros ríos con confluencias simétricas en el arco externo del meandro (margen cóncava), que es precisamente el caudal del tributario el que desplaza el flujo de alta velocidad y el flujo helicoidal hacia la curva interior (margen convexa), generando socavación local del lecho e inhibiendo el desarrollo de morfologías de point-bars en la margen convexa del río principal. Sin embargo, la peculiaridad de la confluencia del Guadalbarcar y el Guadalquivir, esto es, asimétrica y en sentido contrario a la corriente del río principal, aporta algunas particularidades a la dinámica de confluencia, que serán expuestas a partir de la evolución que experimenta la zona entre los años 1956 y 2010.

Por último, tomará un papel muy relevante el ángulo de confluencia, dependiente del gradiente relativo entre el tributario y la corriente principal (HORTON, 1970; HOWARD, 1971). De este modo, un ángulo de unión inicial superior a 126° como es el del Guadalbarcar con el Guadalquivir, no sólo reflejará una mayor pendiente de la corriente afluente respecto a la principal; sino que supondrá un mayor dinamismo en el área de confluencia, propenso, por otro lado, a procesos de migración e inundación de la llanura (ROY and SINHA, 2007).

12.1.2. Cambios morfológicos a partir de la segunda mitad del siglo XX

Los cambios en el patrón morfológico del río han sido determinados a partir de la elaboración de sendas cartografías geomorfológicas de detalle, en base a la fotointerpretación del vuelo americano (1956) a escala 1:30.000 y del vuelo de PNOA del año 2010; así como del análisis del trazado del río a partir de la Ortofoto digital pancromática de Andalucía de 1977 realizada a partir del vuelo fotogramétrico YRIDA (servicio WMS, Junta de Andalucía). Ello ha sido completado con el correspondiente trabajo en campo así como con el análisis de la sección transversal del cauce, a la altura del puente de ferrocarril Sevilla-Córdoba.

12.1.2.1. Entre 1956 y 1977

Entre la ortofotografía de 1956 y la de 1977, el río Guadalbarcar experimenta una reducción de la anchura de la lámina de agua, estimada para el tramo bajo en un 40%; a lo que se le une, a nivel de trazado, los desplazamientos laterales locales dentro del límite del fondo de valle (Fig.12.3). Estos desplazamientos laterales, inapreciables por lo general, adquieren cierto protagonismo en el tramo de desembocadura, al desplazarse el Guadalbarcar hacia su margen derecha y provocar labores de socavamiento en la ladera de la T13, así como la sedimentación de un depósito de finos en la margen progradante (margen izquierda).

Este hecho puede tener su explicación en los cambios morfológicos que acontecen en el área de confluencia, asociado a la propia dinámica del Guadalquivir. Así, para el año 1977 el tramo de desembocadura del Guadalbarcar habría experimentado un fenómeno de captura (*river capture*), asociado a la migración y la erosión lateral del Guadalquivir que invade y decapita al Guadalbarcar; que conlleva un movimiento aguas arriba de la zona de confluencia (Fig.12.3). La socavación de la margen cóncava en la base de la ladera de la T13 estimada en algo más de 0,30 Ha tanto aguas abajo como aguas arriba de la confluencia, podría estar generada por la acción erosiva del flujo de máxima energía que se desplazaría hacia la margen cóncava del

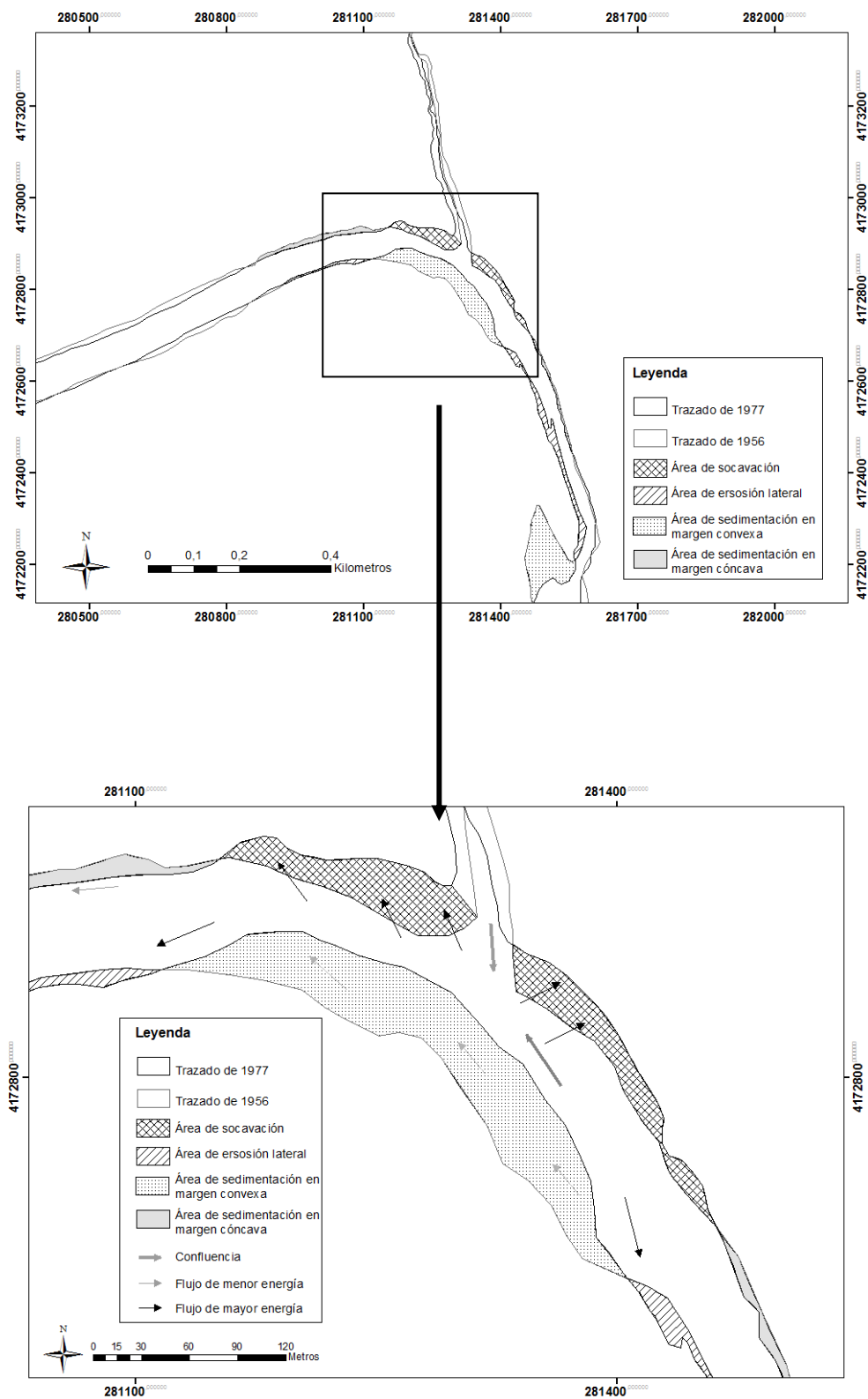


Figura 12.3: Cambios locales en el área de confluencia entre el Guadalbarcar y Guadalquivir entre 1956 y 1977

Guadalquivir tras la turbulencia generada en la confluencia (Fig.12.3). Ello supone el retranqueo del escarpe de la terraza así como el incremento de la inestabilidad en la ladera. Asimismo y como consecuencia de lo anterior, este flujo atacará, aunque con menor capacidad erosiva, a la margen izquierda, desmantelando de esta manera media hectárea del point-bars lateral formado a mediados del siglo XX.

Acompañando a estos procesos de erosión lateral, y vinculado a la trayectoria del flujo de menor energía, se genera por el contrario en la margen convexa, el crecimiento, en algo más de una hectárea, del point-bars que progresa tanto hacia el NE como hacia SE. Junto a estas áreas de sedimentación, se generan otras en el Guadalquivir, las de margen cóncava, vinculadas en parte a la zona de calma que suscita el cambio del punto de máximo ataque erosivo; y en parte, a la reducción que experimenta el cauce del Guadalquivir a partir de la segunda mitad del siglo XX en el tramo bajo en general (4%), que se hace especialmente destacable en el tramo de estudio (15%).

En definitiva, esta captura fluvial del tramo de desembocadura del Guadalbarcar habría traído consigo el desplazamiento del punto de confluencia unos 50 m aguas arriba, así como la ampliación del ángulo de unión entre los dos colectores, que supera para la fecha los 130°.

Por último, se detectan cambios morfológicos en la arroyada el Campillo, que desemboca en el Guadalbarcar por su margen derecha, al inicio del tramo definido como rectilíneo y encajado. Así, el carácter divagante que adquiriría esta arroyada en la década de los cincuenta se convierte en la década de los setenta en otra de trazado rectilíneo. Si bien es cierto que pueden detectarse algunos cambios en el resto de las arroyadas de la cuenca, sobre todo asociado a las labores agrícolas, en ningún caso los cambios son tan drásticos como en ésta.

12.1.2.3. Entre 1977 y 2010

A comienzos de la década de los noventa entra en explotación el embalse de José Torán (1991) con una capacidad de almacenamiento de 113,5 hm³, alterando en parte, el comportamiento hidrológico del río (*Vid. 11.1*) así como su dinámica fluvial, al quedar retenida en el embalse gran parte de la carga procedente de la cabecera. Sin embargo, aguas abajo, el Guadalbarcar sigue movilizándose abundante carga grosera que le llega de las distintas arroyadas procedentes de las laderas de las terrazas T12 y T13, como se desprende de las numerosas barras de gravas medias que el río deposita en su tramo final (Foto 12.2). No obstante, la ruptura entre caudal y carga así como la disminución del caudal en crecida ordinaria en más de un 76%, desde la puesta en explotación del embalse, tiene su manifestación morfológica en la llanura del Guadalbarcar, a modo de cauce más estrecho e incidido que deja sobreelevada el nivel Th3, en formación para la década de los setenta y un nuevo nivel, el Th4, de carácter local y vinculado al estrechamiento e incisión del cauce (Fig. 12.4).



Foto 12.2: Barras laterales de gravas en el río Guadalbarcar en su tramo final (a menos de 500 m de la desembocadura con el Guadalquivir). Autora: García Martínez, agosto de 2015

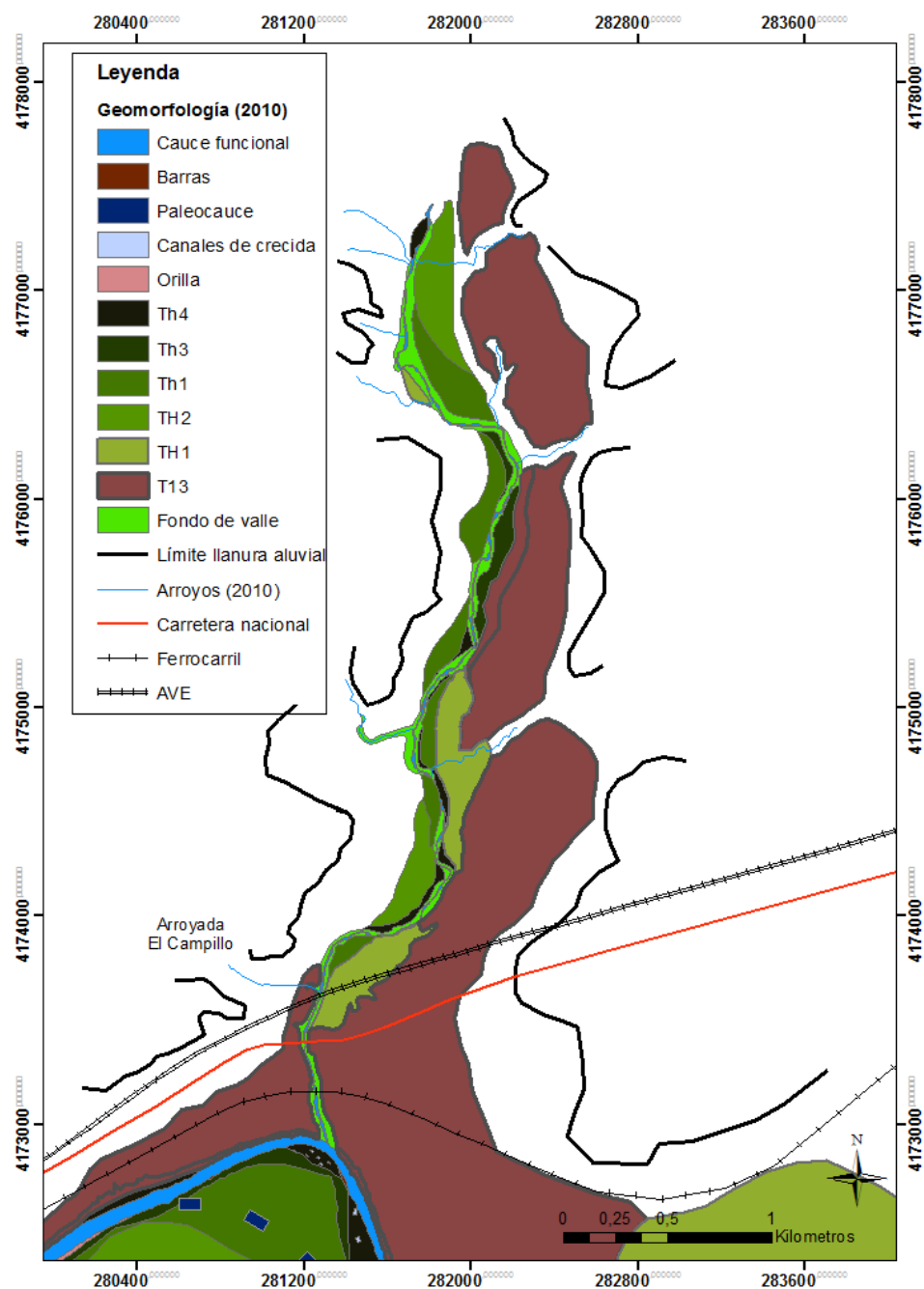


Figura 12.4: Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Guadalbarcar en el año 2010

A nivel de cauce, éste confluye con el Guadalquivir fuertemente incidido y algo desplazado sobre la margen derecha en su tramo final, con un ángulo de unión

superior a 146° (Fig.12.5), ampliando de esta manera el ángulo de confluencia en algo más de un 11%, el correspondiente a la década de los setenta.

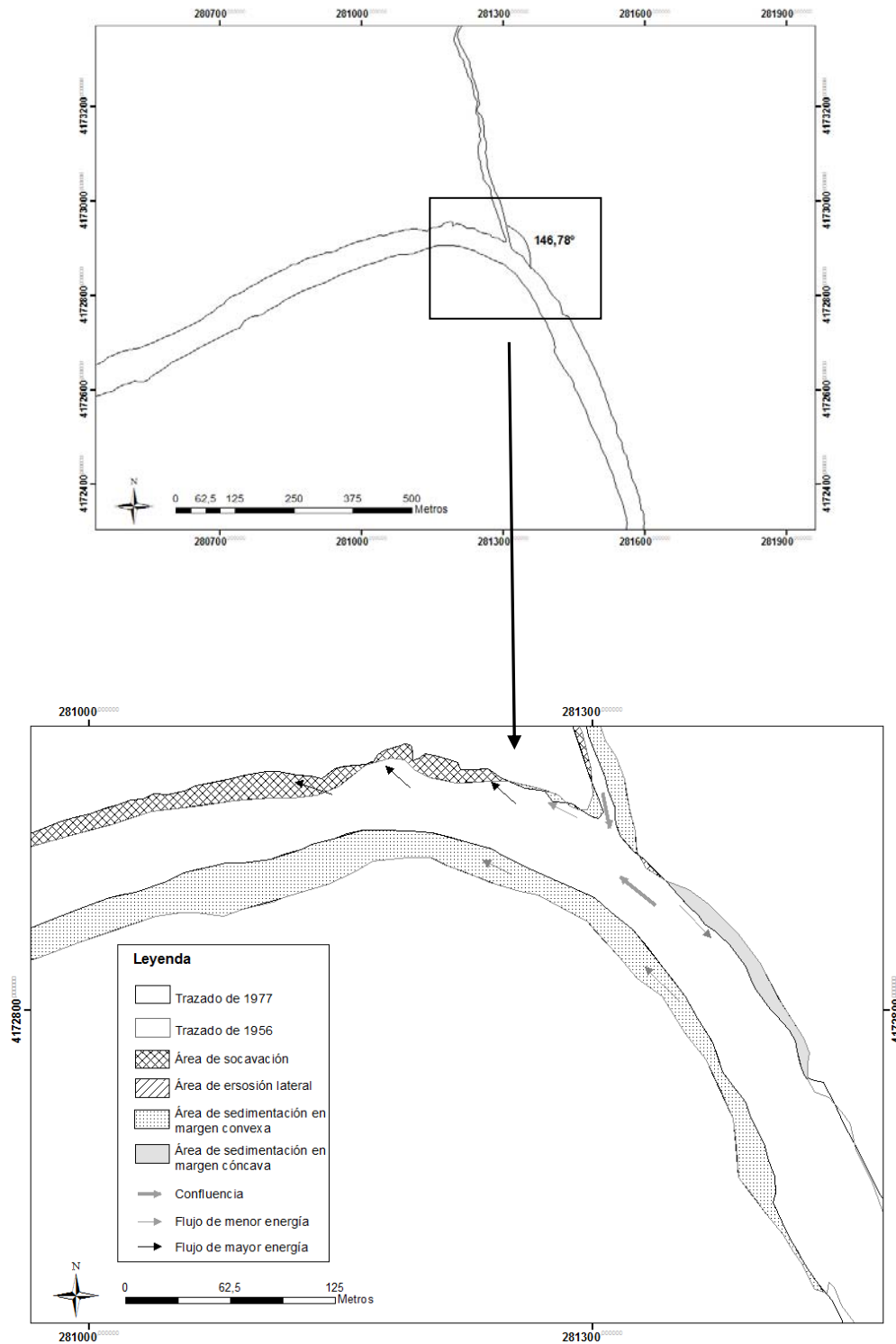


Figura 12.5: Cambios en la zona de confluencia del río Guadalbarcar y el Guadalquivir entre 1977 y 2010

Este hecho podría explicarse, mediante el desplazamiento del punto de máximo ataque erosivo del Guadalquivir en su margen cóncava, aguas abajo de la confluencia, que provocaría entre otros aspectos, la sedimentación entorno al área de confluencia. Así mientras que, los procesos de socavación ($\pm 0, 50$ Ha) sobre la ladera de la T13 se mantienen de manera generalizada aguas abajo de la confluencia del Guadalbarcar; estos serán de carácter local tanto en el tramo final del afluente como en la margen cóncava del Guadalquivir, aguas arriba de la misma. Frente a ello, predominan los procesos de sedimentación vinculados a los flujos de menor energía que circulan por la margen convexa del meandro del Guadalquivir, en la que se genera un nuevo nivel en formación (Th4) de algo más de una hectárea y media. Asimismo, destacamos los procesos sedimentarios aguas arriba de la confluencia, en la margen cóncava (*concave bank*), vinculados a zonas de remanso. A ello se le une el mantenimiento de la tendencia en la reducción de la anchura del cauce ordinario del río Guadalquivir, que para la zona de la confluencia se estima en un 17% respecto a la de 1977; siendo la disminución superior al 30% si la comparamos con la anchura del cauce en 1956.

En cuanto a la funcionalidad de la llanura, la construcción del embalse de José Torán, si bien retiene las crecidas ordinarias se revela incapaz de laminar las extraordinarias, como ocurrió en las avenidas de 1996-1997 o las más recientes de diciembre y enero de 2010-2011. Pese a no contar con los datos de altura de la lámina de agua, al tratarse de un embalse y no de una estación de aforo, los datos obtenidos en campo a través de distintos indicadores como son la humedad en el puente, los restos de arrastre, las raíces exhumadas así como algunos elementos morfológicos (depósitos, áreas de socavamiento, etc.) aportan alturas de la lámina de agua de 2,2 m para crecidas extraordinarias, de 1,2 m para crecidas ordinarias, y de medio metro para el caudal en régimen ordinario (Fig.12.6).

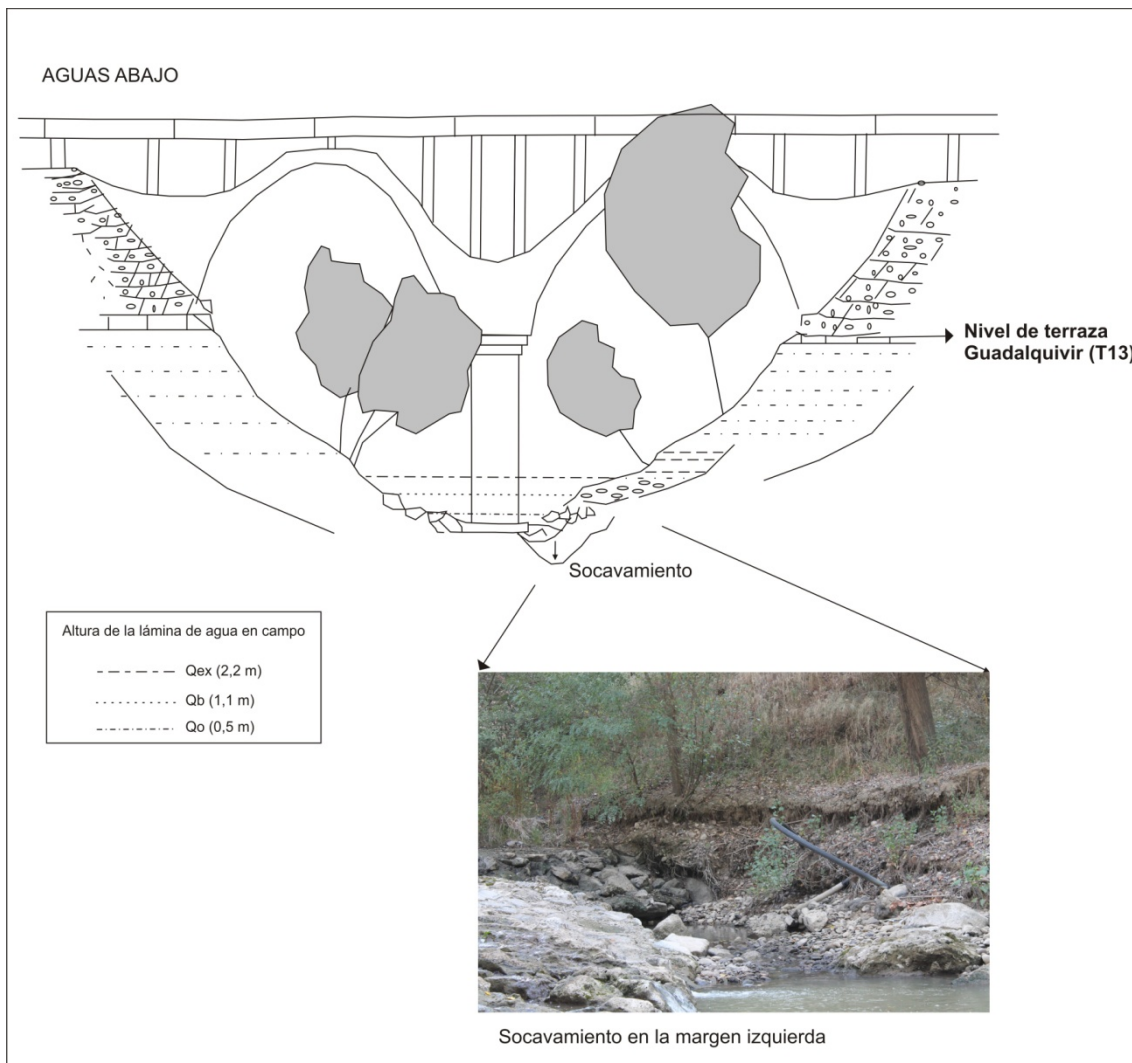


Figura 12.6: Perfil transversal del Guadalbarcar a la altura del puente del ferrocarril. La foto corresponde al socavamiento sobre la margen izquierda aguas abajo del puente. Datos tomados en campo en julio de 2005 y contrastados en 2015

La dinámica vinculada a esta fluctuación del caudal en un tramo final encajado como es el del Guadalbarcar, ante la imposibilidad del desplazamiento lateral, es la de socavación progresiva de las márgenes e incisión del lecho. Muestra de ello es, por un lado, el sentido del desplazamiento de la vegetación de ribera; y por otro, la configuración de márgenes cada vez más abruptas (Foto 12.3).

Por otro lado, si extrapolamos *grosso modo*, estas alturas a la llanura aluvial del Guadalbarcar, tan sólo los niveles subactuales (Th1) y los actuales (Th3 y Th4) recobrarían la funcionalidad en crecidas extraordinarias, al divergir el flujo

en la misma tras circular encajado en el cañón fluvio-kárstico para volver a circular encajado en su tramo final.



Foto 12.3: El río Guadalbarcar a escasos metros de su desembocadura con el Guadalquivir. En esta foto se identifica el trazado rectilíneo del río, así como las evidencias del socavamiento e incisión: evolución de la vegetación de ribera y márgenes abruptos. Autora: García Martínez, agosto de 2015

Por último, la vegetación de ribera ha experimentado también un importante desarrollo desde la década de los 70, que se manifiesta en una mayor conectividad tanto longitudinal como lateral, en su tramo bajo, para el año 2010; ocupando en este caso prácticamente la totalidad del fondo de valle del río Guadalbarcar. En el tramo donde el río se encaja en la terraza T13, esta vegetación de ribera está caracterizada por un bosque de álamos (*Populus alba* L.) en posición de ladera, con numerosos esquejes dispersos; al que acompaña en menor medida el sauce blanco (*Salix alba* L.) en posiciones muy marginales del área de confluencia y próximos a la lámina de agua como corresponde a sus necesidades hídricas. El nivel de degradación de esta ribera viene condicionado por la implementación antrópica de especies no ribereñas como el eucalipto, el arrojado de basura, la captación de agua directa del río para

satisfacer las necesidades agrícolas próximas o incluso la invasión de la zona de servidumbre del Dominio Público Hidráulico (D.P.H.) para uso privado (Foto 12.4).



Foto 12.4: Invasión de la zona de servidumbre del D.P.H. en el río Guadalbarcar próximo a su área de confluencia. Autora: García Martínez, enero de 2006

12.2. RÍO RIVERA DE HUÉZNAR

13.2.1. Rasgos geomorfológicos del tramo de confluencia del río Rivera de Huéznar

Treinta kilómetros aguas abajo de la confluencia del río Guadalbarcar, se encuentra la correspondiente al río Rivera de Huéznar. Con una cuenca de algo más de 600 km² e inserta igualmente y prácticamente en su totalidad, en el zócalo Paleozoico, éste confluye en el Guadalquivir en un sector donde actualmente predomina los procesos de sedimentación (*Vid.* 4.2.2). Su tramo bajo queda definido en condiciones naturales, por la ruptura de pendiente vinculada a un posible antiguo nivel de base (a + 200 m) del Pleistoceno

Inferior; donde se ubicará el embalse del Huesna a finales de la década de los ochenta del siglo XX. En este tramo, el río discurre encajado en las pizarras y esquistos del Cámbrico, describiendo en el paisaje un importante tren de meandros, de escasa movilidad; abriéndose el valle, progresivamente, a medida que el río se inserta en las rocas calcáreas del Mioceno, para definitivamente incorporarse a la llanura aluvial del Guadalquivir. Esta ruptura de pendiente, en la que se añade un nuevo nivel de base hidrológico local al río, aporta una pendiente media al tramo bajo superior al 1%, que se acentúa hasta 1,2% en el tramo de llanura, frente al 0,9% de pendiente media general del río en su cuenca.

En este contexto, la llanura aluvial del río Rivera de Huéznar en su tramo bajo, se desarrolla en los últimos 2,5 km previos a su desembocadura con el Guadalquivir. Con una extensión transversal inferior al kilómetro aguas abajo de la localidad de Villanueva del Río y Minas queda representada, en términos generales, por tres niveles de terrazas (T13, TH1 y TH2) correspondientes al Guadalquivir, a los que se le unirá otros tantos (Th2, Th3 y Th4) asociados a su evolución más reciente (Fig.12.7).

Así, para 1956 el tramo de confluencia del río se caracteriza por la abundante carga grosera que se manifiesta en la profusión de barras de gravas sin consolidar tanto en el cauce, como anexadas a las márgenes; lo que supone una importante transferencia sedimentaria al Guadalquivir, en el que también se identifica una barra, algo más consolidada, justo aguas arriba de la confluencia contracorriente del río Rivera de Huéznar. Este hecho, junto con la identificación de orillas algo más consolidadas provistas de vegetación, aporta a la zona un carácter eminentemente sedimentario para mediados del siglo XX.

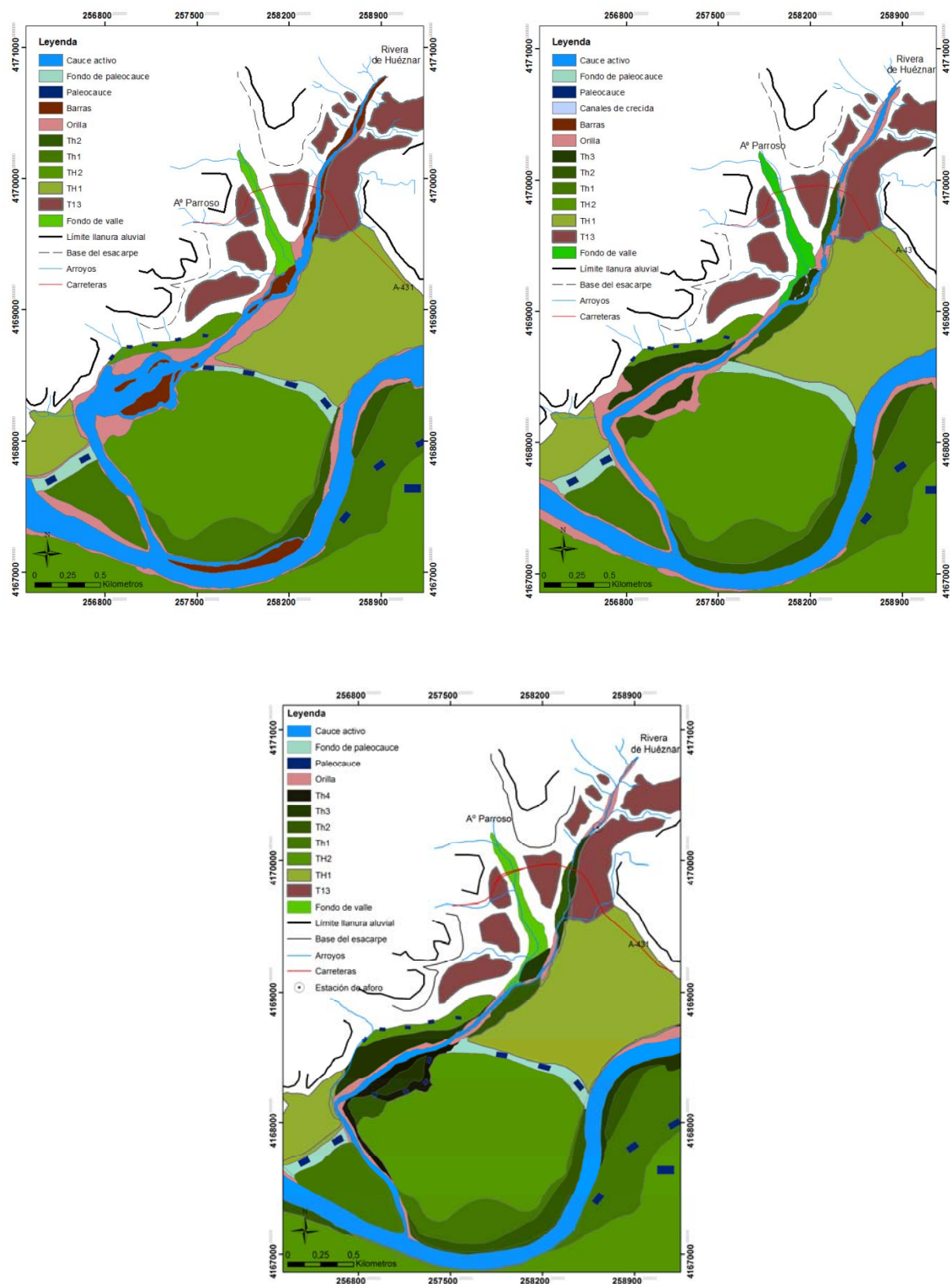


Figura 12.7: Caracterización geomorfológica del tramo de confluencia del río Rivera de Huéznar para los años 1956, 1977 y 2010

Esta configuración morfológica de la confluencia se debe sin duda a la posición del Guadalquivir hasta bien entrado el siglo XVIII (*Vid.* 7.2.3) y con ello a la posición más septentrional de su afluente, el Huéznar (algo más de 1 km al N). Desde entonces, la confluencia de este colector ha ido modificándose en la medida que ha ido adaptando su trazado a la propia evolución morfológica de la contracurva del meandro de Tocina (Fig.12.18): primero con trazado rectilíneo (s. XIX), de dirección NE-SW y localizado algo más de 1 km aguas abajo de la posición actual; para después cambiar de rumbo en su tramo final y con un codo de 90° tomar dirección NW-SE (s. XX), desembocando así en sentido contrario a la corriente general del Guadalquivir, con un ángulo inicial de 134°.

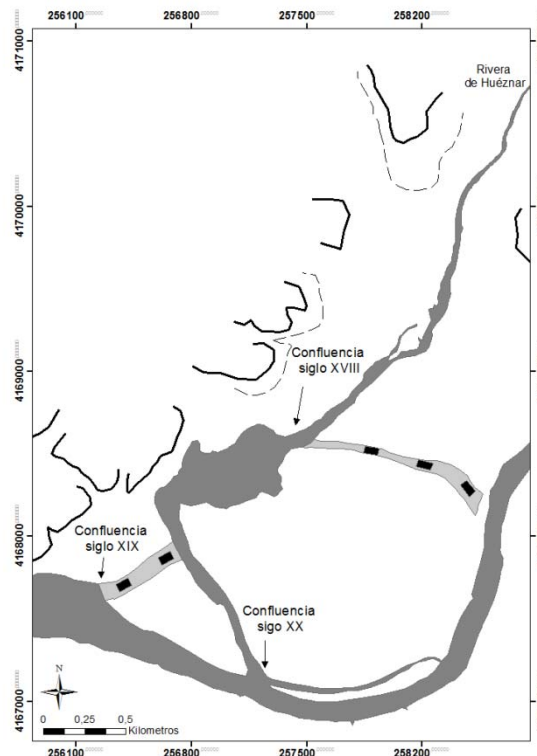


Figura 12.18: Cambios en el tramo de confluencia del río Rivera de Huéznar entre los siglos XVIII y XX

Este amplio ángulo de unión refuerza, por un lado, la mayor pendiente con la que confluye el río Rivera de Huéznar al río principal; y por otro, el hecho de ser un área muy dinámica y susceptible de generar inundación en el área de confluencia (HORTON, 1970; HOWARD, 1971). Por otro lado, si la asimetría de

la propia confluencia define, según RHOADAS *et al.* (2009), una zona de socavación y otra de sedimentación aguas abajo de la conexión de los tributarios, en el caso que nos ocupa se identifican aguas arriba de la misma, como consecuencia de la entrada del tributario en sentido contrario a la corriente general del Guadalquivir. Ello provocará, como veremos a continuación, un progresivo socavamiento en la margen cóncava de la contracurva del meandro de Tocina al mismo tiempo que generará la sedimentación y por tanto la progradación de su margen convexa.

12.2.2. Cambios morfológicos a partir de la segunda mitad del siglo XX

De la misma manera que se hiciera en el Guadalbarcar, los cambios en el patrón morfológico del río han sido determinados a partir de la elaboración de sendas cartografías geomorfológicas de detalle, en base a la fotointerpretación del vuelo americano (1956) a escala 1:30.000 y del vuelo de PNOA del año 2010; así como del análisis del trazado del río a partir de la Ortofoto digital pancromática de Andalucía de 1977 realizada a partir del vuelo fotogramétrico YRIDA (servicio WMS, Junta de Andalucía). Ello ha sido completado con el correspondiente trabajo en campo así como con el análisis de la sección transversal del cauce, a la altura del puente de ferrocarril Sevilla-Mérida y a la del puente de la A-436.

12.2.2.1. Entre 1956 y 1977

Entre la cartografía geomorfológica de 1956 y la correspondiente a 1977 el cauce del río Rivera de Huéznar aguas abajo de Villanueva del Río y Minas, se ha visto reducido en un 67,5%; siendo la disminución especialmente notoria aguas arriba de la curvatura de 90° que hace el río antes de desembocar en el Guadalquivir. Para entonces, el embalse de Huesna aún no se había construido por lo que esta drástica disminución del flujo bien puede estar asociada a la dinámica de incisión del Guadalquivir, que para la fecha deja sobreelevada y consolida el nivel Th2 en la contracurva del meandro de Tocina (*Vid.* 7.2.4.1). Con ello, la orilla de la margen izquierda del Rivera de Huéznar pasa a configurar el nivel Th2, mientras que las antiguas barras de canal de

mediados de siglo quedan incorporadas a las márgenes a finales de la década de los setenta, constituyendo lo que posteriormente será el nivel Th3. Este queda para el momento, desconectado del flujo ordinario, recobrando su conexión con el cauce en crecidas ordinarias, mediante la reactivación de los canales de crecida.

En la zona de confluencia (Fig. 12.19), la anexión de la barra de canal (± 9 Ha) a la margen derecha del Guadalquivir a finales de la década de los setenta, hace que se modifique parcialmente el ángulo de unión entre éste y su afluente, ampliándose en este caso de 134° a 141° . Para entonces, se identifica un área de erosión lateral sobre la margen derecha de $\pm 0,3$ Ha, aguas abajo de la confluencia, vinculado probablemente a la acción erosiva de flujos de máxima energía; mientras lo que predomina aguas arriba es la sedimentación.

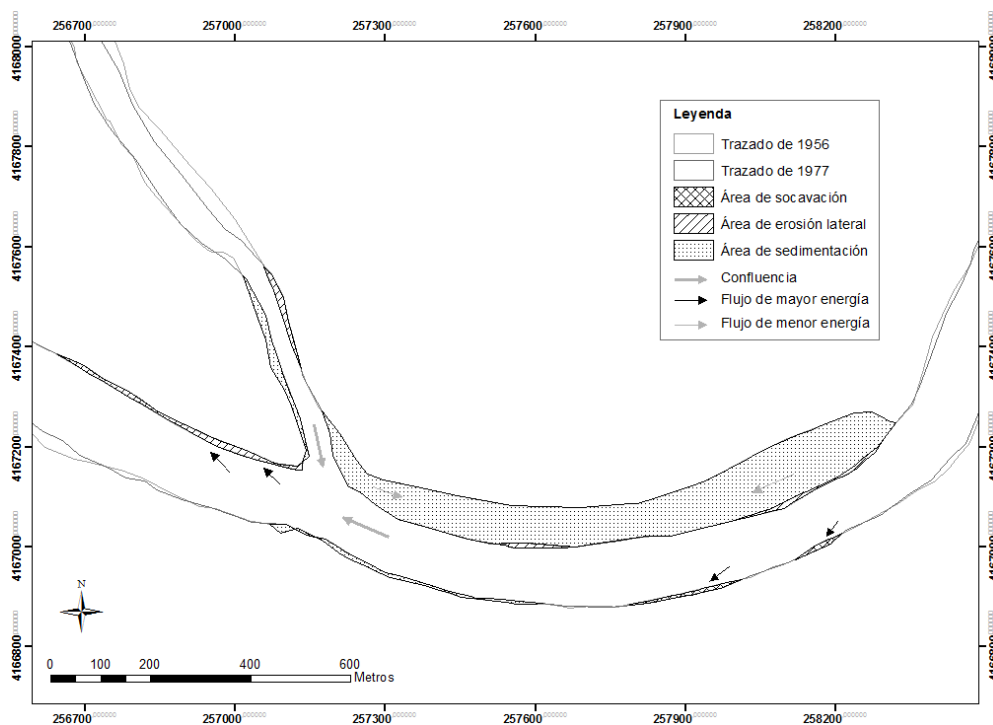


Figura 12.19: Cambios en el área de confluencia del río Rivera de Huéznar y el Guadalquivir, entre 1956 y 1977

En lo que respecta al río Rivera de Huéznar, se detecta una débil migración hacia su margen izquierda, adquiriendo con ello un trazado más rectilíneo en los últimos metros previos a su desembocadura.

12.2.2.2. Entre 1977 y 2010

Diez años después de la situación que recoge la cartografía geomorfológica de 1977 entra en explotación el embalse de Huesna, con 135 hm³ de capacidad y 43 hm³ de regulación; por lo que para el año 2010 la dinámica fluvial del río Rivera de Huéznar obedece, en parte, al control antrópico de los caudales. La retención de caudal y carga por parte del embalse hace que el cauce en su tramo bajo, sea un 22% más estrecho y 2 m más incidido respecto a la década de los setenta.

Esta tendencia a la incisión y al zapamiento lateral que se manifiesta de manera general para todo el tramo bajo (*Vid.* 12.2.1), ha quedado patente tanto en la sección fluvial (puente ferrocarril Sevilla-Mérida) estudiada en la confluencia del río Rivera de Huéznar y el Aº del Tamohoso, como en la transversal del puente de la A-436, a unos 4 km aguas abajo del anterior.

Así, en la sección fluvial del puente del ferrocarril Sevilla-Mérida (Fig. 12.20), se detecta una tendencia a la incisión y a la erosión lateral en los vanos correspondientes a los cauces activos de ambos colectores. Esta dinámica queda plasmada, por un lado, en la exhumación parcial de las bases de las pilas del puente, que quedan sobreelevadas más de un metro respecto al cauce ordinario; y en el refuerzo de los taludes, por otro. Sin embargo, si consideramos que el puente del ferrocarril, construido a finales del siglo XIX (SOBRINO SIMAL, 1998), se cimenta sobre el sustrato de conglomerados del Devónico, la tendencia a la incisión ha de considerarse moderada, dado que el sustrato está ralentizando dicho proceso (GARCÍA MARTÍNEZ y BAENA, 2007).

Por otro lado, los distintos elementos morfohidrológicos de la llanura han permitido definir la variabilidad hidrológica, definiéndose en la misma el caudal

ordinario (0,40 m), el cauce ordinario o crecida ordinaria (1,8 m) y la crecida extraordinaria (4 m). Esta consideración junto al hecho de ser una zona de confluencia, determina que en momentos de máximos hidrológicos aumente la turbulencia del flujo; acrecentándose de este modo, la capacidad erosiva fuera de los límites del cauce ordinario. Muestra de ello, es la apariencia del sustrato horadado y la escasa presencia de finos en la llanura.

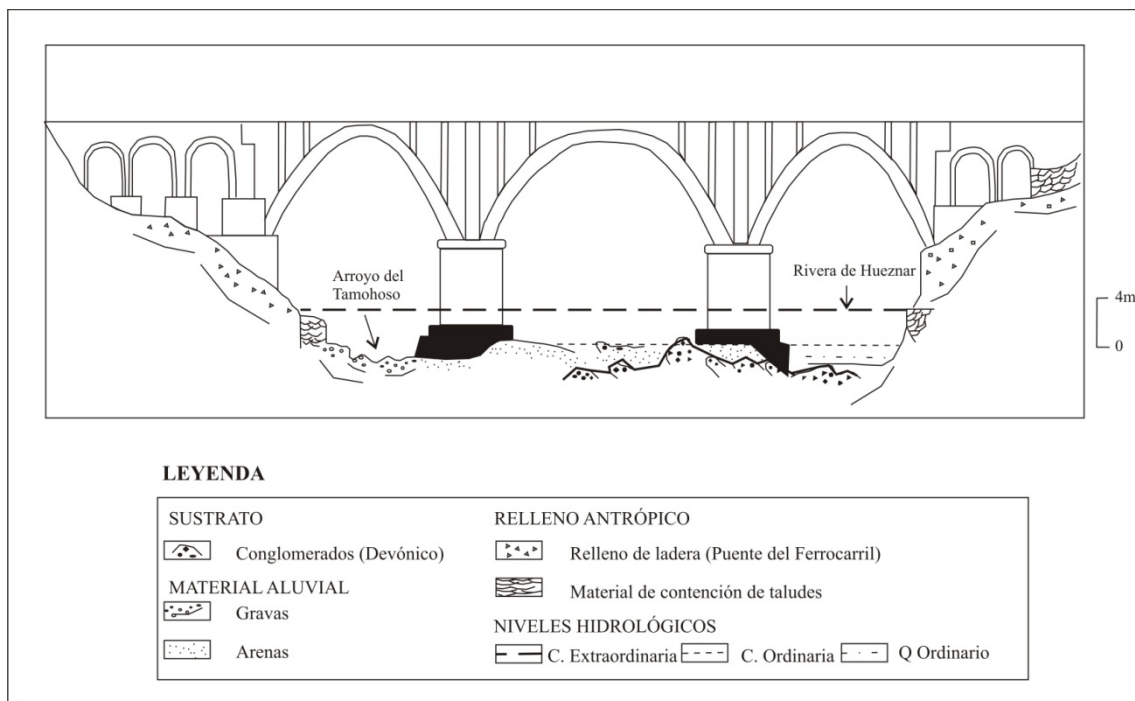


Figura 12.20: Sección fluvial del río Rivera de Huéznar en la transversal de la confluencia con el Aº del Tamohoso (puente del ferrocarril Sevilla-Mérida)

En lo que respecta a la sección fluvial del puente de la A-436 (Fig. 12.21), la incisión se detecta en el cauce activo en *bankfull*, como refleja la exhumación de la base de la pila-estribo (pila 3) localizada en el interior del cauce. Esta es máxima en el frontal derecho (1,40 m), al estar directamente sometida a la acción continua del flujo; mientras que el frontal izquierdo, tan sólo expuesto cuando el río alcanza su estado de *bankfull*, presenta una menor exhumación (0,80 m). Si tenemos en cuenta que el puente se construye sobre material aluvial y a comienzos del siglo XX, a juzgar por los materiales utilizados en su construcción (ladrillo y mampostería), la incisión de entorno a 1,5 m sigue siendo moderada si la comparamos con la de otros ríos aluviales, como por ejemplo el río Rivera de Huelva.

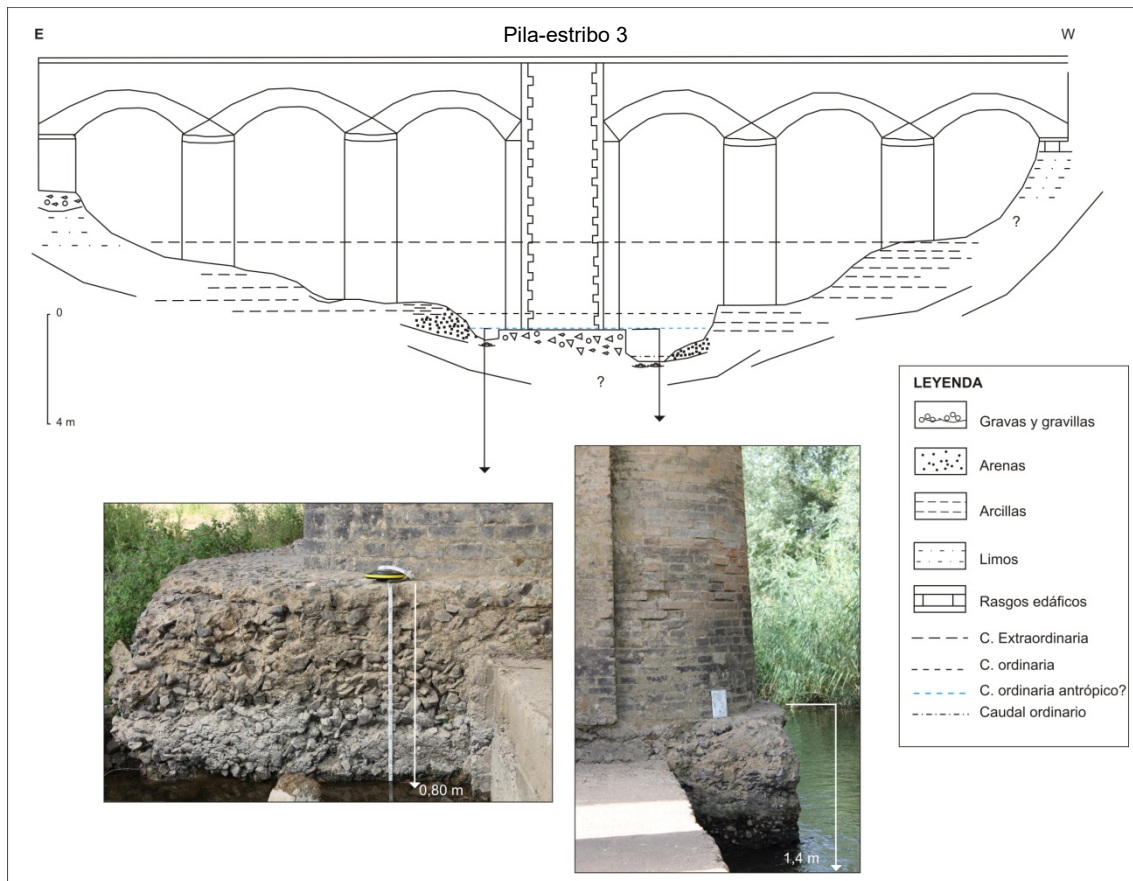


Figura 12.21: Sección fluvial del río Rivera de Huéznar en la transversal del puente de la carretera A-436

Asimismo, la transversal se caracteriza por la abundante carga fina en posición de llanura, sobre todo arenas finas y limos a modo de barras que crecen en sombra hidráulica aguas abajo de las pilas 3 y 4 (Foto 12.5). Reflejo, por tanto, de la gran cantidad de carga que el río sigue siendo capaz de removilizar aguas abajo de la presa así como de la funcionalidad que sigue adquiriendo la llanura de inundación del Huéznar vinculados a los desembalses de urgencia (Vid. 11.2.5.3). Así se pone de manifiesto en la crecida de febrero de 2010 (Foto 12.6) en la que se observa la funcionalidad de todos los vanos del puente, recobrando así la actividad hídrica los paleocauces reconocibles en la llanura; y depositándose la carga a medida que el río vuelve a su cauce natural.



Foto 12.5: Llanura aluvial del río Rivera de Huéznar aguas abajo del puente de la carretera A-436. En ella se reconoce algunos elementos hidromorfológicos: barras, canales de crecida y cauce activo. Autora: García Martínez, julio de 2015



Foto 12.6: El río Rivera de Huéznar en la transversal del puente de la carretera A-436 durante la avenida de febrero de 2010. Fuente: Google Earth (Autor: JMLARAM el 24 de febrero de 2010). No podemos conocer la magnitud de caudal de esta crecida ya que ni el SAIH ni el SIAA llegaron a publicar los datos; pero se pone de manifiesto la funcionalidad de la totalidad de la llanura del Huéznar aguas abajo de Villanueva del Río y Minas.

Al igual que en la transversal del puente del ferrocarril, los distintos elementos morfohidrológicos (taludes, humedad del puente, ramajes de avenida, etc.) han permitido definir la variabilidad hidrológica en la transversal del puente de la carretera A-436. En este caso, se mantienen *grosso modo* las mismas alturas para el caudal ordinario (0,4 m), la crecida extraordinaria (3,8 m), y la crecida ordinaria o caudal en *bankfull* (1,9 m); sin embargo, la identificación dentro del cauce ordinario de un nivel a 1,2 m de altura podría estar indicando la configuración de un nuevo nivel ordinario asociado a la regulación antrópica de los caudales (Fig. 12.21) (Vid. 11.2.5.1). En el caso de la fotografía anterior, si bien no conocemos el caudal al que corresponde la crecida, a juzgar por la altura que alcanza la lámina de agua, y en función de los datos tomados en campo para crecidas extraordinarias, ésta podría superar los 4 m de altura.

Por otro lado, la Th3 en formación para 1977 queda sobreelevada unos 2 m respecto a la lámina de agua, quedando por debajo el nivel Th4 en formación, y el nivel de orilla, que para 2010 se encuentra parcialmente consolidada. En el área de confluencia (Fig. 12.22), la sedimentación en la margen convexa hace que la margen izquierda del Huéznar migre hacia el E, mientras que la del Guadalquivir lo haga ligeramente al S, adquiriendo el afluente un trazado más rectilíneo en su desembocadura; que hace que el ángulo de unión con el río principal disminuya sensiblemente de 141° en 1977 a 125° en 2010. Ello, unido a la asimetría de la confluencia, trae consigo para el momento el socavamiento de la margen cóncava del Guadalquivir, especialmente en el sector expuesto a la desembocadura del tributario.

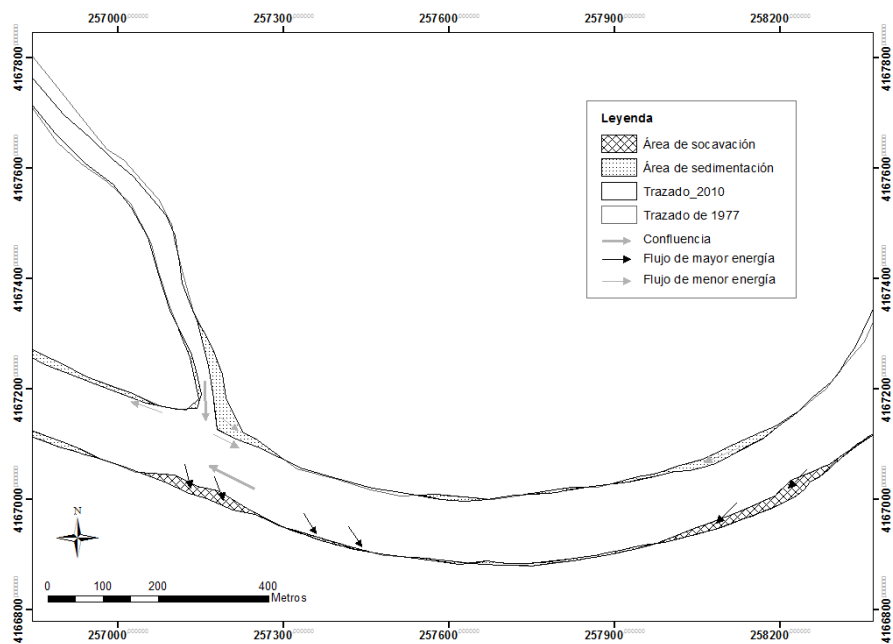


Figura 12.22: Cambios en la zona de confluencia entre el río Rivera de Huéznar y el Guadalquivir entre 1977 y 2010

En cuanto a la vegetación de ribera, el típico bosque galería que se desarrolla en el tramo alto del río (Parque Natural de la Sierra Norte), vinculado a las cascadas del Huéznar no tiene continuidad espacial aguas abajo del embalse. En este tramo, la vegetación de ribera, representada mayoritariamente por chopos (*Populus alba*) se mantiene con cierta naturalidad en la zona próxima a la desembocadura con el Guadalquivir, mientras que aguas arriba, en la transversal del puente (A-436) queda restringida a la margen derecha y con evidentes signos de degradación (repoblación de eucaliptos); y en cualquier caso, sometida a la presión agrícola que impide que se desarrolle más allá de los taludes del cauce activo. Asimismo, tiene cierta representación en este sector las adelfas (*Nerium oleander*), lo que podría ser un indicador de una mayor irregularidad hidrológica aguas abajo del embalse, junto con el taraje (*Tamarix sp.*) y el tamujo (*Fluegge tinctoria*); mientras que en el estrato herbáceo encontramos higrófitos de menor porte como es la menta (*Mentha Suaveolens*). Entre los macrófitos más comunes se encuentran las eneas (*Typha domingensis*), el cañizo (*Phragmites australis*) y los juncos (*Juncus sp.*).

12.3. LLANURA ALUVIAL DEL RÍO RIVERA DE HUELVA

12.3.1. Rasgos geomorfológicos de la llanura aluvial del tramo Bajo del río Rivera de Huelva

El río Rivera de Huelva, con la mayor cuenca de las que se insertan en el zócalo Paleozoico, en el tramo Bajo del Guadalquivir, desarrolla su llanura aluvial en los últimos 20 km de recorrido hasta desembocar en el tramo estuarino del Guadalquivir, entre las localidades de La Algaba y Sevilla; un sector en el que la incisión del Guadalquivir deja sobreelevada su llanura mediante taludes de entre 8 y 10 m (*Vid.* 4.2.2).

Desarrollada a partir de la localidad de Guillena, la llanura aluvial del Rivera Huelva, con una anchura máxima superior a 5 km en la transversal de Torre de la Reina, se configura a partir del nivel T13 del Guadalquivir, con mayor representación en la margen izquierda (Fig. 12.23). A partir de ese nivel, se identifican hasta cinco niveles de terraza: dos Holocenos TH1 (\pm 9-10 m) y TH2 (\pm 7-8 m); uno histórico, Th1 (\pm 6 m) y dos subactuales, Th2 (\pm 2 m) y Th3 (\pm 1). De ellos, los tres primeros adquieren representación en todo el tramo, pese a que el nivel TH1 presenta una posición local y marginal en la llanura; pudiendo ser los niveles de terraza TH2 y Th1 los que definen, en términos generales, la configuración de la llanura aluvial del Rivera de Huelva a partir del Holoceno Medio, tras el máximo transgresivo en la Vega del Guadalquivir durante el Holoceno Antiguo-Medio (BORJA et al., 2007). Los dos restantes (Th2 y Th3), vinculados a los desplazamientos locales del río, tampoco presentan la misma continuidad en la llanura. Así, mientras que el nivel Th2, consolidado, se localiza de manera generalizada aguas abajo de la localidad de Torre de la Reina; el nivel Th3, en proceso de formación para 1956, tan sólo se identifica en el tramo de confluencia con el Guadalquivir.

Por otro lado, los numerosos paleocauces en los que se bifurcaba el río en la posición de la TH2 serpenteando los depósitos de gravas, aún reconocibles a mediados del siglo XX; le confiere a este sector la funcionalidad de zona de sedimentación durante el Holoceno reciente, en el que el río adquiere un patrón

braided dada la importante carga tractiva presente en la zona. Con posterioridad, el Rivera se desplaza sobre la margen derecha, dejando en posición de llanura de inundación la paleotopografía Holocena. Mientras, la posición de la terraza Th1 tanto en el Rivera de Huelva como en el Guadalquivir, unido a la localización de los asentamientos de La Algaba y La Rinconada en la TH2 durante época romana, podría poner en evidencia para el momento, un trazado del Guadalquivir configurado al menos por dos brazos, algo más incididos y mucho más sinuosos y divagantes, sobre todo el del E. Uno de esos paleocauces fluiría primero hacia el SW y tomaría luego la dirección que hoy sigue el Rivera, para pasar próximo a Santiponce (la Madre Vieja) donde estuvieron los muelles de Itálica, algo separados de la ciudad (BONSOR, 1931); mientras que el otro, lo haría al E de La Rinconada y con trazado sinuoso desarrollaría al Sur el meandro de Quijano, paralelo a la Madre Vieja.

En lo que respecta al río Rivera de Huelva, la presencia de un paleotrazado caracterizado por varios brazos que zigzaguean otros tantos depósitos a modo de islas, en posición de Th1, evolucionarán con posterioridad hacia un solo cauce meandriforme, como se recoge en la cartografía geomorfológica de 1956. Su tramo final, adaptado igualmente a los paleocauces de época romana, retoma en un primer momento el paleocauce de Quijano (s. XVIII), para posteriormente (primera mitad del siglo XX) hacerlo al ramal de entrada de dicho meandro desde donde se consolidará hasta su posición actual (*Vid.* 9.3).

Por último, su confluencia con el Guadalquivir, aguas abajo del meandro de la Algaba es de carácter asimétrico, en el sentido de la corriente general del Guadalquivir y con un ángulo de unión de 66° , lo que unido a la potente incisión del río principal hace de esta la confluencia una de las más estables desde un punto de vista hidrodinámico.

12.3.2. Cambios morfológicos en el cauce del río Rivera de Huelva

Una vez más, los cambios en el patrón morfológico del río Rivera de Huelva han sido determinados a partir de la realización de una cartografía geomorfológica diacrónica a detalle, realizada en base a la fotointerpretación del vuelo americano (1956), a escala 1:30.000, y del vuelo de PNOA del año 2010; así como del análisis del trazado del río que se desprende de la Ortofoto digital pancromática de Andalucía de 1977 (servicio WMS, Junta de Andalucía). Ello ha sido completado con el correspondiente trabajo en campo así como con el análisis y el seguimiento de la sección transversal del cauce a la altura del puente Tomás Ibarra (Guillena). Sobre esta base, identificamos los siguientes sectores diferenciados (Fig. 12.24):

12.3.2.1. Embalse El Gergal-Puente Tomás Ibarra

Para 1956, fecha de la cartografía geomorfológica realizada a partir de la fotointerpretación del vuelo americano, el río Rivera de Huelva sólo cuenta con dos embalses, el situado en la Rivera de Cala de 59 hm³ de capacidad y el de la Minilla de 58 hm³ de capacidad y 15 hm³ de regulación, que entra en servicio en el año 1946, aunque se inauguró en su estado actual en 1956. Para entonces, el río Rivera de Huelva con un comportamiento hidrológico más natural que el de ahora, queda definido por un régimen pluvial subtropical que para la estación de aforo de Central de Cala (5077) presenta dos máximos, uno en diciembre ($Cq < 2$) y otro a finales de invierno, en el mes de marzo ($Cq > 2,5$), con una inflexión en los meses de enero y febrero; mientras que el mínimo se identifica en los meses de verano, con coeficientes de caudal próximos a cero (Fig. 12.25).

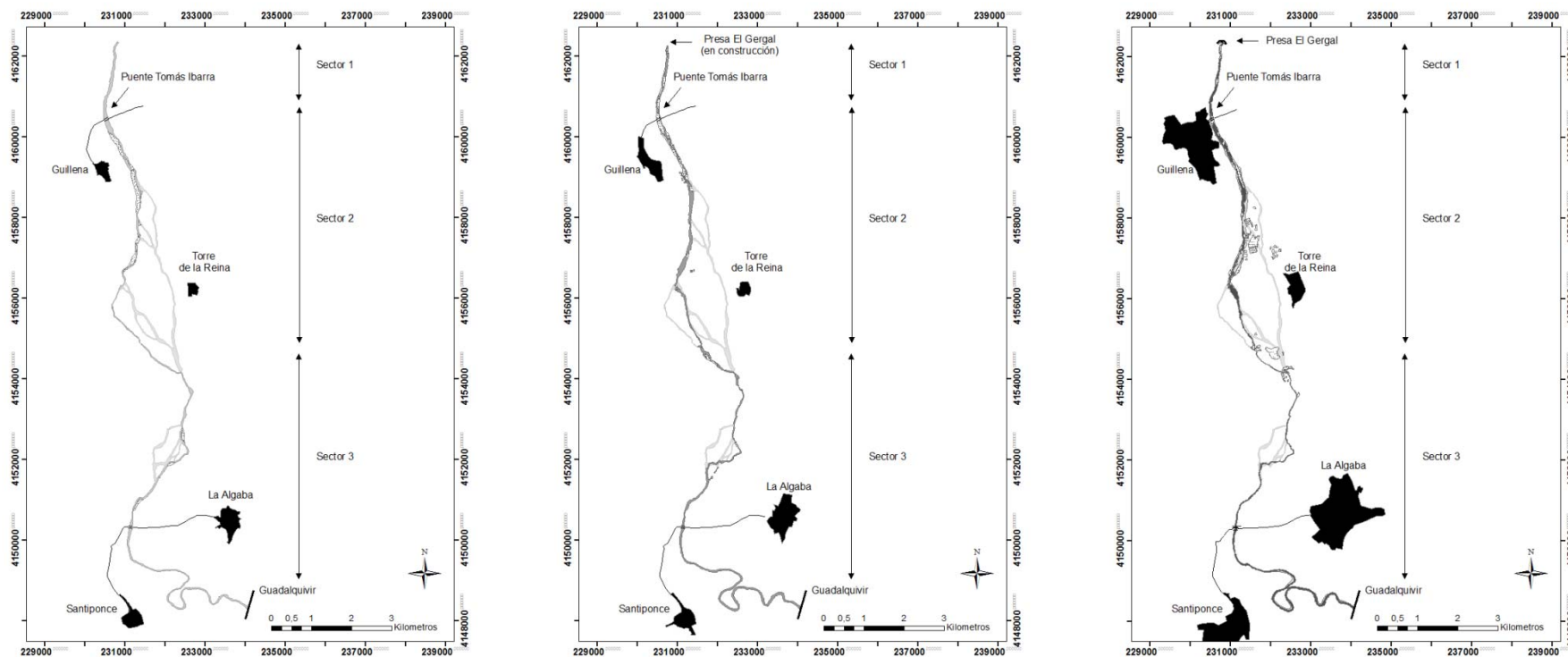


Figura 12.24: Evolución del trazado del río Rivera de Huelva aguas abajo del embalse de El Gergal (1956, 1977 y 2010). En él se identifican tres sectores diferenciados: Embalse de El Gergal-Puente Tomás Ibarra (sector 1), Puente Tomás Ibarra-Torre de la Reina (sector 2) y Torre de la Reina-desembocadura con el Guadalquivir (sector 3)

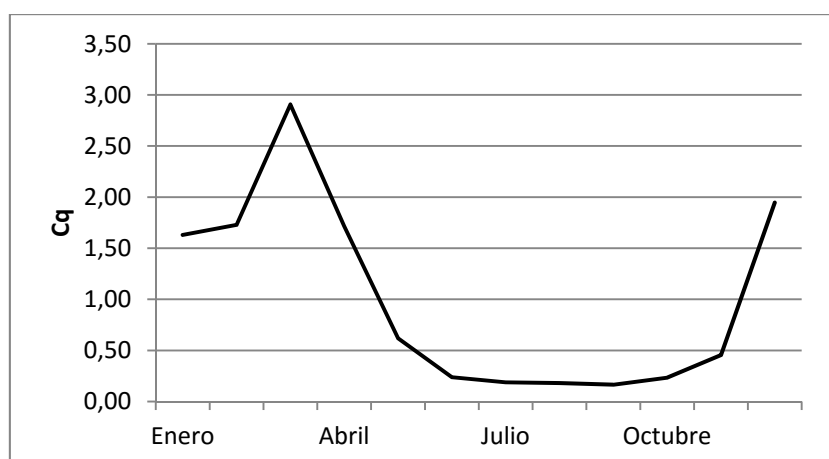


Figura 12.25: Variabilidad mensual del río Rivera de Huelva en el aforo de Central de Cala para el periodo 1952-1956

En estas condiciones hidrológicas y teniendo en cuenta que para este año el último embalse del Rivera de Huelva (Gergal) aún no existía, el cauce manifiesta unas condiciones morfológicas caracterizado por una funcionalidad permanente, con profundidad de entre 1 y 2,5 m y sin ningún tipo de ruptura en su pendiente longitudinal (Fig. 12.23). Sin embargo, el seguimiento y el análisis de la sección transversal del cauce a la altura de Guillena, mediante el control del puente de Tomas Ibarra de 14,65 m de longitud, 7 pilas y 8 vanos, aporta algunas claves en lo que corresponde a la dinámica del cauce desde su construcción en el año 1920. En este sentido, para mediados del siglo XX, el puente ya había sufrido algunos daños (estribo derecho y primera pila) como consecuencia de las crecidas extraordinarias de los años 1940 y 1941, que para que nos hagamos una idea de su magnitud, en el Guadalquivir se alcanzaron los 10 m en Peñaflor (CNIH, 2014). Como consecuencia, en 1941 se redacta el primer proyecto de rehabilitación del puente Tomás Ibarra, en el que se proyecta la prolongación de los muros de acompañamiento del estribo de la margen derecha; así como el relleno de las socavaciones producidas en las cimentaciones del estribo y primera pila (C.O.P.T., 1985). De ello se revela, la gran variabilidad del río Rivera de Huelva en su régimen hidrológico a mediados del siglo XX, caracterizado por un módulo de 11 m³/s y caudales máximos diarios superiores a 400 m³/s en avenida (1947 y 1963), así como la capacidad erosiva del flujo en lechos aluviales.

Veintiún años después, la ortofotografía digital de 1977 refleja ya algunas alteraciones morfológicas en este sector (Fig.12.24), vinculadas probablemente al incremento de la capacidad de agua embalsada en la cuenca, con la explotación del embalse de Aracena en 1969 (129 hm³) y el inicio de la construcción del embalse del Gergal, que se inaugurará en 1979. Si bien el flujo sigue siendo permanente y continuo, éste adquiere carácter ondulado frente a la profusión de barras laterales que se anexan a las márgenes internas. En la transversal del puente, el flujo se desplazará en esta ocasión hacia la margen izquierda, desarrollando en su margen derecha una gran barra que ocupa prácticamente todo el lecho. No obstante, los grandes cambios en este sector se suceden tras la entrada en explotación del embalse de El Gergal (1979), como se desprende del Proyecto “Recalce de cimientos del puente Tomás Ibarra, en la carretera SE-181 de Burguillos a Guillena, P.K. 10” a cargo del ingeniero de caminos Muñoz Gilabert en el año 1985. Así en 6 años, las cimentaciones de las siete pilas existentes y del estribo derecho quedaron prácticamente descalzadas debido a la modificación del perfil de equilibrio del río, con una incisión de 2,5 m. Incisión vinculada por un lado, a la construcción de la presa, 2 kilómetros aguas arriba y por otro, a la explotación indiscriminada de áridos llevada a cabo en su cauce, sobre todo aguas abajo del puente, en el sector puente Tomás Ibarra-Torre de la Reina.

A la hora de acometer el recalce se hace necesaria la actuación urgente en el estribo derecho y las 4 primeras pilas (desde Guillena a Burguillos) por ser las que presentan un mayor deterioro (Fig.12.26, Elementos de recalce del puente, 1985). Este hecho, refleja el mantenimiento de la dinámica de socavación sobre la margen derecha, vinculada al ataque del flujo de máxima energía en momentos de crecidas; las cuales escapan al control hidrológico de la cuenca, como hemos tenido ocasión de analizar en el capítulo anterior. Sin embargo, el trabajo de campo realizado a partir del año 2000 (Fig.12.26) muestra una vez más, los problemas de estabilidad de este puente que para el momento infiere una incisión general en el cauce de algo más de 1,5 m y una incisión local, como consecuencia de la acción de los flujos helicoidales, de entorno a 4 m en la base de las pilas.

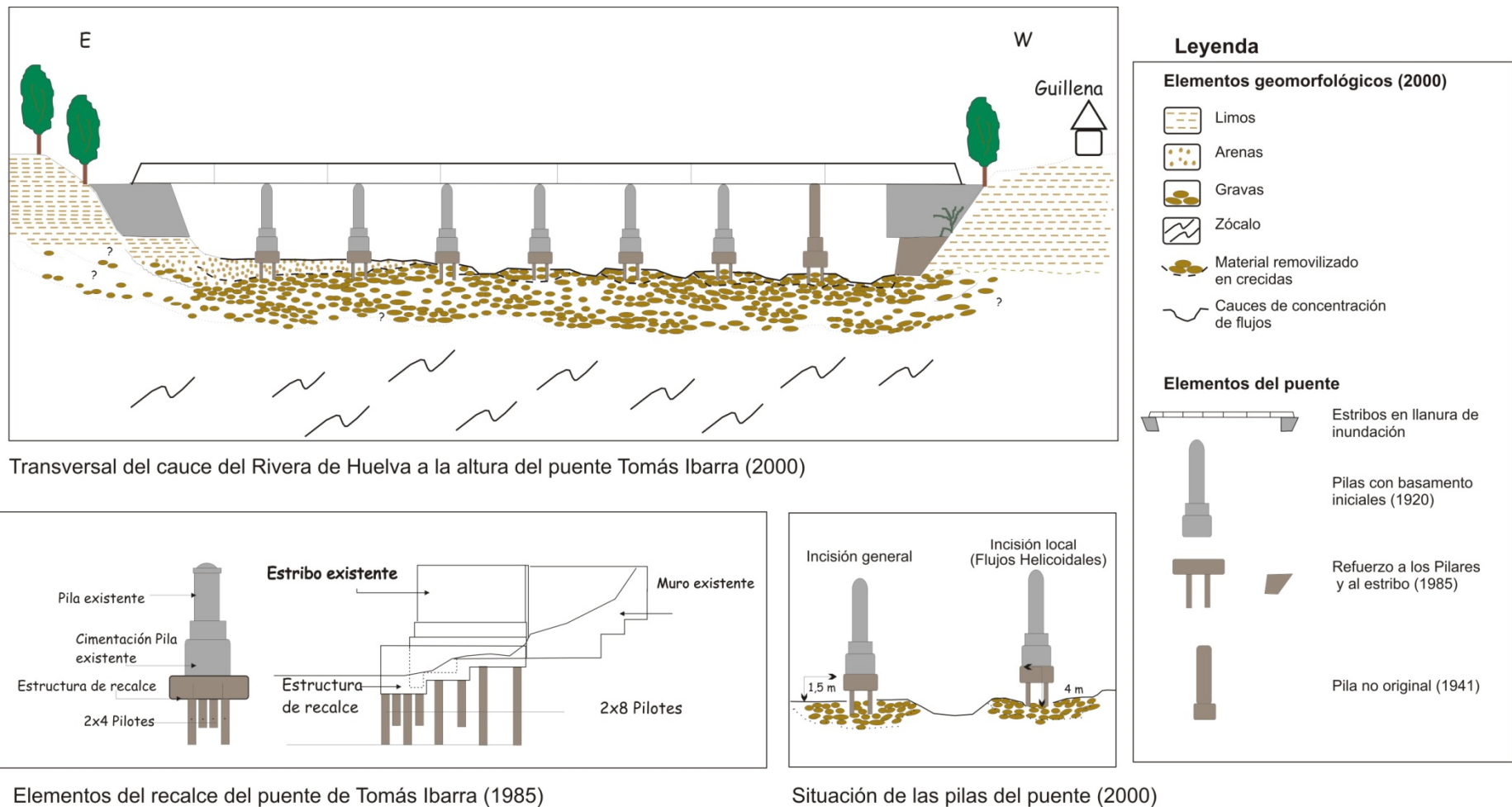


Figura 12.26: El cauce del río Rivera de Huelva en la transversal del puente Tomás Ibarra en el año 2000. En él se identifican tanto la dinámica fluvial como los elementos del puente sujetos al proyecto de recalce del año 1985

Esto se debe a la fuerte irregularidad que aporta al régimen la progresiva regulación de la cuenca (*Vid.* 11.3), con la construcción de un embalse más en 1987 (E. Zufre, 175 hm³), unido a la generación de ondas de crecida rápidas con caudales punta superiores a 500 m³/s y el efecto aguas limpias aguas abajo del embalse del Gergal. El resultado es una potente incisión general en el cauce, así como la removilización de la carga grosera y el socavamiento de lecho y márgenes (Fig. 12.26).

Con posterioridad, el puente Tomás Ibarra ha seguido manteniendo signos de inestabilidad como lo demuestra las dos actuaciones ejecutadas desde entonces: una en el año 2002, dirigida a la rehabilitación del tablero del puente y a la cimentación del mismo, a cargo del Ingeniero de Caminos Álvarez Giménez; y otra, tan sólo dos años después, en 2004 (Foto 12. 6), dirigida a la ejecución de medidas correctoras para evitar la socavación de la cimentación del puente, a cargo del mismo ingeniero de Caminos. Con ello, se pone de manifiesto la gran capacidad erosiva de las avenidas de los años 2001, 2003 y especialmente la de febrero de 2004, para la que los embalses generaron un caudal punta próximo a los 700 m³/s.



Foto 12.6: Ejecución de las medidas correctoras previstas en el Proyecto de construcción de 2004. Autora: García Martínez, febrero de 2005

Con todo ello, el río Rivera de Huelva llega al año 2010 con una capacidad de embalse de 456 hm³, que conlleva una fuerte alteración de su régimen fluvial, lo que se traduce aguas abajo de la presa en un predominio de la incisión, removilización de carga y socavamiento de lecho y márgenes (Fig. 12.27 y 12.28). El cauce se configura con una alternancia de pozas y rápidos, estos últimos integrados por barras laterales y longitudinales con bloques y gravas que se prolonga hasta el puente de Tomás Ibarra. Aguas arriba se identifican niveles de orillas consolidadas y sobreelevadas (± 2 m).

En definitiva, a partir de la regulación la situación del cauce es la de un torrente seco en el que no existe un cauce definido, con una gran cantidad de carga tractiva (gravas/bloques) y cuyas márgenes se encuentran desprovistas de la vegetación de ribera, que poco a poco es sustituida por otras especies foráneas y mejor adaptadas a la fuerte irregularidad hidrológica. La práctica desaparición de la vegetación de ribera en la zona, tan sólo representada por adelfas (*Nerium oleander*) y macrófitos como las eneas (*Typha domingensis*), el cañizo (*Phragmites australis*) y los juncos (*Juncus sp.*); así como el protagonismo que adquiere el eucalipto y la chumbera son un buen indicador del estado de degradación de la ribera del Huelva en este sector.

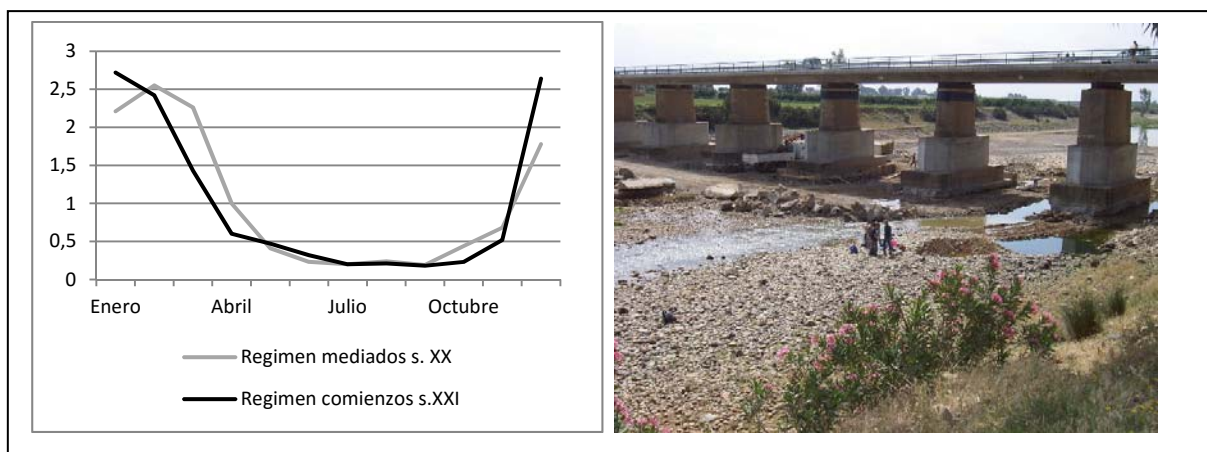


Figura 13.27: (a) Alteración del régimen fluvial por incremento en la regulación de la cuenca; (b) Perspectiva del cauce en la actualidad, en la transversal del Guillena: patrón morfológico de cauce efímero con carga tractiva (gravas y bloques) y consecuencias en la infraestructura viaria.

Asimismo, las presas también suponen un cambio de usos en la zona, de tal manera que el uso recreativo y de balneario de las Riberas se pierde, pasando a convertirse, en algunos lugares, en escombreras donde la única actividad que prospera es la extracción indiscriminada de áridos en el cauce y su llanura de inundación.

Por último, la tendencia evolutiva del cauce en este sector, la podemos constatar a través de las distintas obras acometidas para mantener la seguridad del Puente Tomás de Ibarra. En este sentido, desde que en 1979 se construyera la presa del Gergal, hasta el año 1985 en el que tiene lugar el Proyecto de Recalce del puente (pilas y estribos), el río cambia su perfil de equilibrio, con una incisión de 2,5 m. A su vez, desde que se acometió esta obra hasta el año 2000, la incisión se ha mantenido, quedando descalzado nuevamente gran parte del puente. Esta etapa supone una incisión general de algo más de 1,5 m y una incisión local, como consecuencia de flujos helicoidales, de en torno a 4 m. A partir de ese momento se ha mantenido la incisión local en la base de las tres primeras pilas, teniendo que ejecutarse hasta en dos ocasiones medidas correctoras para paliar la socavación.

12.3.2.2. Puente Tomás Ibarra-Torre de la Reina

En 1956, aunque el río ya se encontraba incidido aún eran reconocibles los múltiples cauces secundarios en los que se bifurcaba, en un tramo que durante el Holoceno reciente pudo funcionar como zona de sedimentación y donde el río, dada la importante carga tractiva, podría haber adquirido un patrón tipo braided (Fig. 12.23 y Fig. 12.24). A esta posterior incisión le acompaña el desplazamiento lateral del cauce funcional, que para mediados del siglo XX se sitúa en la base de las laderas de las terrazas T12 y T13 en la transversal de Torre de la Reina. En este sector, las condiciones morfológicas del cauce cambian sensiblemente respecto al anterior. Si bien mantiene la funcionalidad permanente y la regularidad de su pendiente, se detecta una abundante carga grosera a modo de barras laterales, point-bars y barras de canal que hacen que el flujo adquiera un trazado en planta más sinuoso.

Es en 1977 cuando empieza a detectarse los primeros cambios morfológicos en el cauce y su llanura aluvial en este sector (Fig. 12.24), vinculados por un lado a la alteración del régimen fluvial y por otro, al desarrollo de las primeras actividades extractivas de áridos tanto en el cauce (aguas abajo de Guillena, en la margen derecha) como en su llanura (en el nivel Th1 de la margen derecha y TH2 de la margen izquierda). Ello se traduce a nivel morfológico, en un cauce localmente más ancho, con numerosas barras y pozas, algunas de ellas sin conexión con el flujo principal; y localmente más incidido, rompiendo así la regularidad general de la pendiente en este sector. Asimismo, se aprecia un cambio de trazado en la transversal de Torre de la Reina, al retomar el Rivera parte del brazo más occidental del sistema trenzado y alejándose así de la base de la ladera de la terraza T13. Este hecho, pudo deberse a la incisión que provoca aguas abajo las extracciones de áridos y que se manifiesta en el tiempo con bastante celeridad (OLLERO *et al.*, 2011); incrementando la pendiente y los procesos de incisión lineal en el fondo del lecho.

A partir de este momento y hasta 2010 (Fig. 12.24 y Fig. 12.28), la consolidación de la llanura por parte de los diferentes cultivos agrícolas, denota la mayor incisión del cauce único al que artificialmente ha quedado restringido. Para entonces, la llamativa proliferación de graveras sobre el sistema de barras fósiles del nivel de terraza TH2 (margen izquierda), así como en el propio cauce, hacen de este sector uno de los más degradados de la cuenca. Desprovisto de cualquier atisbo de vegetación de ribera de porte arbóreo, el cauce se hace más ancho, caracterizado por un flujo efímero e irregular con numerosas pozas sin conexión longitudinal; y mucho más incidido, lo que modifica el perfil de equilibrio del río. Es la erosión remontante asociada a esta actuación antrópica, concatenada a la incisión lineal del lecho vinculada al embalse del Gergal, la responsable de los problemas de inestabilidad del puente Tomás Ibarra, que han sido analizados en el sector anterior. Aguas abajo, también se notarán los efectos de esta actuación indiscriminada en el cauce del Rivera, como tendremos ocasión de analizar a continuación, en el sector de desembocadura.

123.2.3. Torre de la Reina- Guadalquivir

Es el sector de desembocadura el que experimenta los cambios morfológicos más importantes, en la medida en la que queda registrado, tanto a nivel de cauce como de su llanura de inundación, la alteración producida en su tramo alto (embalses, extracción de áridos, etc.); como la generada en su nivel de base, esto es, el Guadalquivir (cortas, dragados, etc.), a partir de la segunda mitad del siglo XX (*Vid.* 4.2.2).

En 1956 el río presenta un trazado en un solo cauce, algo más ancho e incidido que deja sobreelevado (entre +6 y +4 m) el entramado de paleocauces y antiguas barras ya consolidadas (Th1 y Th2) (Fig. 12.23 y Fig.12.24). Con un recorrido algo desplazado hacia la margen derecha, el río entra en su tramo de confluencia adaptándose al ramal de entrada del antiguo meandro Quijano (*Vid.* 9.3.3), en el que evoluciona desarrollando un pequeño tren de meandros. A nivel de llanura, la incisión se manifiesta en la identificación de un nivel de terraza la Th2, con representación en todo el tramo y otro, la Th3 reconocible tan sólo en el tramo de confluencia y asociado a la evolución lateral de los meandros de mayor amplitud.

Por su parte, los cambios morfológicos que reflejan la ortofotografía de 1977 se circunscriben a un cauce algo más ancho que el de 1956, concretamente en el tramo comprendido entre la desembocadura y la Algaba (Fig. 12.24); siendo por el contrario, mucho más estrecho e irregular, aguas arriba de esta localidad, en el que se aprecia localmente, un flujo carente de conexión longitudinal. Junto a ello, se detectan también en la transversal de la Algaba, algún cambio de trazado al retomar el Rivera parte de un paleocauce inserto en la Th1 y desplazándose con ello localmente, hacia la margen derecha. Asimismo, en el tramo de confluencia se evidencian indicios de migración lateral de los meandros hacia el estrangulamiento (*Vid.* 9.3.3).

Por último, la cartografía geomorfológica de 2010 (Fig.12.28) muestra un cauce más estrecho e incidido en todo el sector, siendo especialmente estrecho aguas arriba del puente que une las localidades de la Algaba y Santiponce. El

análisis de este puente de comienzos del siglo XX de fábrica de ladrillo, de 9 pilas y diez vanos (Fig. 12.29), y cerrado al tránsito por problemas de seguridad en la década de los setenta refleja, no sólo la potente incisión a la que ha estado sujeto el río desde su construcción sino también la funcionalidad de su llanura de inundación en la margen de la Algaba, que corresponde con el nivel de terraza Th1.

La exhumación de las bases de las pilas del puente muestra una incisión general de 1,5 m y local de 2,2 m respecto a la lámina de agua (0 absoluto dado su carácter estuarino) como muestra el socavamiento en la base de la pila-estribo 5 situada en la margen izquierda del río; lo que evidencia la tendencia a la migración lateral erosiva sobre esta margen. Esta dinámica lateral deja taludes verticalizados y el nivel Th2 (+ 4m) en posición de llanura de inundación. Asimismo, y a juzgar por la dimensión del puente y los vanos situados en la llanura, 4 vanos en la margen de la Algaba, se evidencia la funcionalidad natural de la misma en este tramo próximo a la desembocadura. De referencia histórica son las avenidas de la Algaba producidas por el tapón hidráulico que ejerce el flujo de marea procedente del Guadalquivir a la normal evacuación de las crecidas del Rivera de Huelva (TOMÁS LÓPEZ, Ed., 1989; BORJA PALOMO, 1877); invadiendo sus aguas toda su llanura de inundación. En la actualidad, y a pesar del grado de alteración del comportamiento hidromorfológico de la Rivera, la llanura sigue manteniendo cierta funcionalidad aunque con periodos de recurrencia mayores.

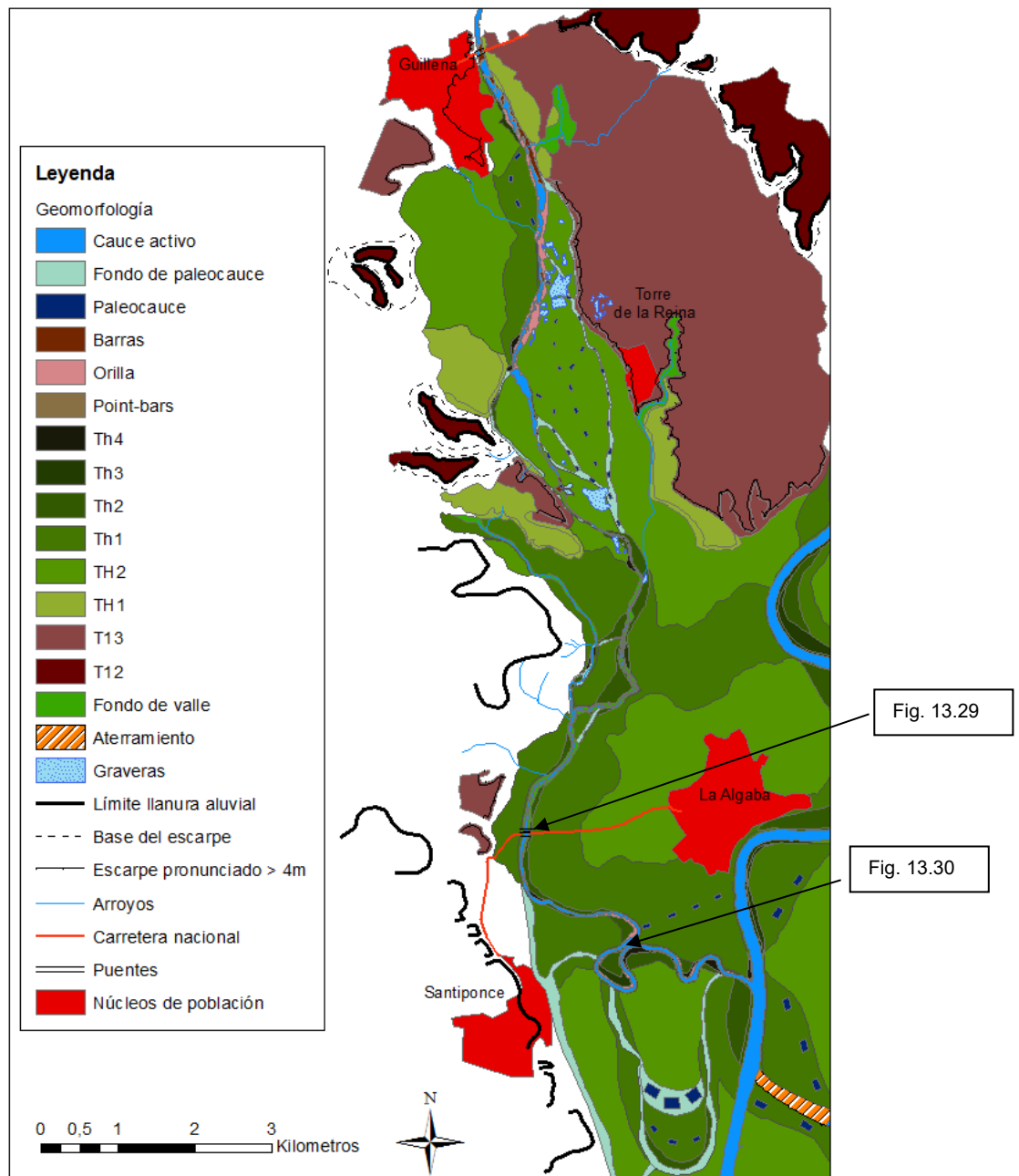


Figura 12.28: Cartografía geomorfológica de la llanura aluvial del río Rivera de Huelva en el año 2010

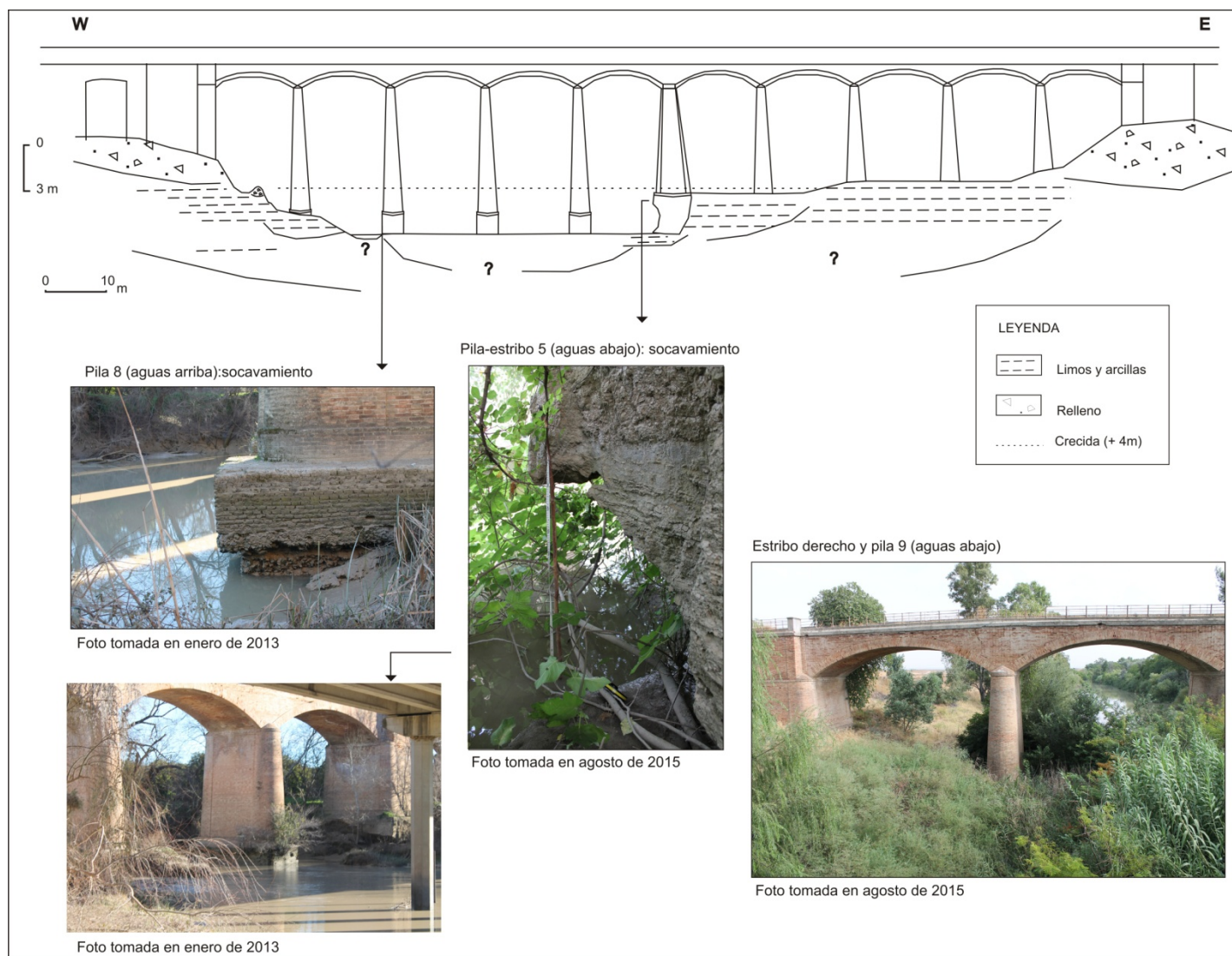


Figura 12.29: Transversal del antiguo puente sobre el río Rivera de Huelva (A-80779, La Algaba)

Esta incisión, provocada por la falta de carga sedimentaria de fondo y arrastre y las sueltas del embalse de El Gergal, acentúa más si cabe el carácter estuarino de la Rivera; apreciándose en la actualidad la onda de marea hasta las inmediaciones de la población de Torre de la Reina, esto es, más de 3,5 km aguas arriba de la desembocadura con el Guadalquivir.

A nivel de llanura, la incisión se refleja en un nuevo nivel, el Th4 (Fig. 12.28), vinculado al estrechamiento del cauce, que si bien queda representado en todo el sector, se hace más patente en el tramo de confluencia al quedar asociado a las márgenes convexas de los meandros que progradan hacia un inminente estrangulamiento (*cut-neck*) (Fig. 12.30). A este respecto, y si bien la distancia entre los meandros (el Puntal y el Aluvión) desde la base está en torno a 20 m, la distancia entre los escarpes que definen el cuello de meandro está tan sólo a 4 m de distancia (Fig. 12.30). El proceso parece estar ocasionado por la progradación lateral de la margen izquierda del meandro del Puntal y el desplome de parte del talud; conformando así un escarpe muy irregular en materiales limosos muy poco consolidados.

Por su parte, la vegetación de ribera se ha visto incrementada en todo el tramo bajo, con una continuidad manifiesta por ambas márgenes sobre poco más allá de los taludes del cauce, como consecuencia de la fuerte presión agrícola a la que está sometida la llanura aluvial. Su estrato arbóreo está compuesto principalmente por álamos (*Populus alba*) y sauces (*Salix* sp.), a los que acompaña en menor medida olmos (*Ulmus minor*) resistentes a la salinidad propia de tramos estuarinos; mientras que entre los macrófitos más comunes se encuentran igualmente el cañizo (*Phragmites australis*) y los juncos (*Juncus* sp.). En este contexto, la incorporación de eucaliptos en el talud de la margen izquierda del meandro el Puntal, bien puede deberse a un intento desesperado por ralentizar el proceso de estrangulamiento.

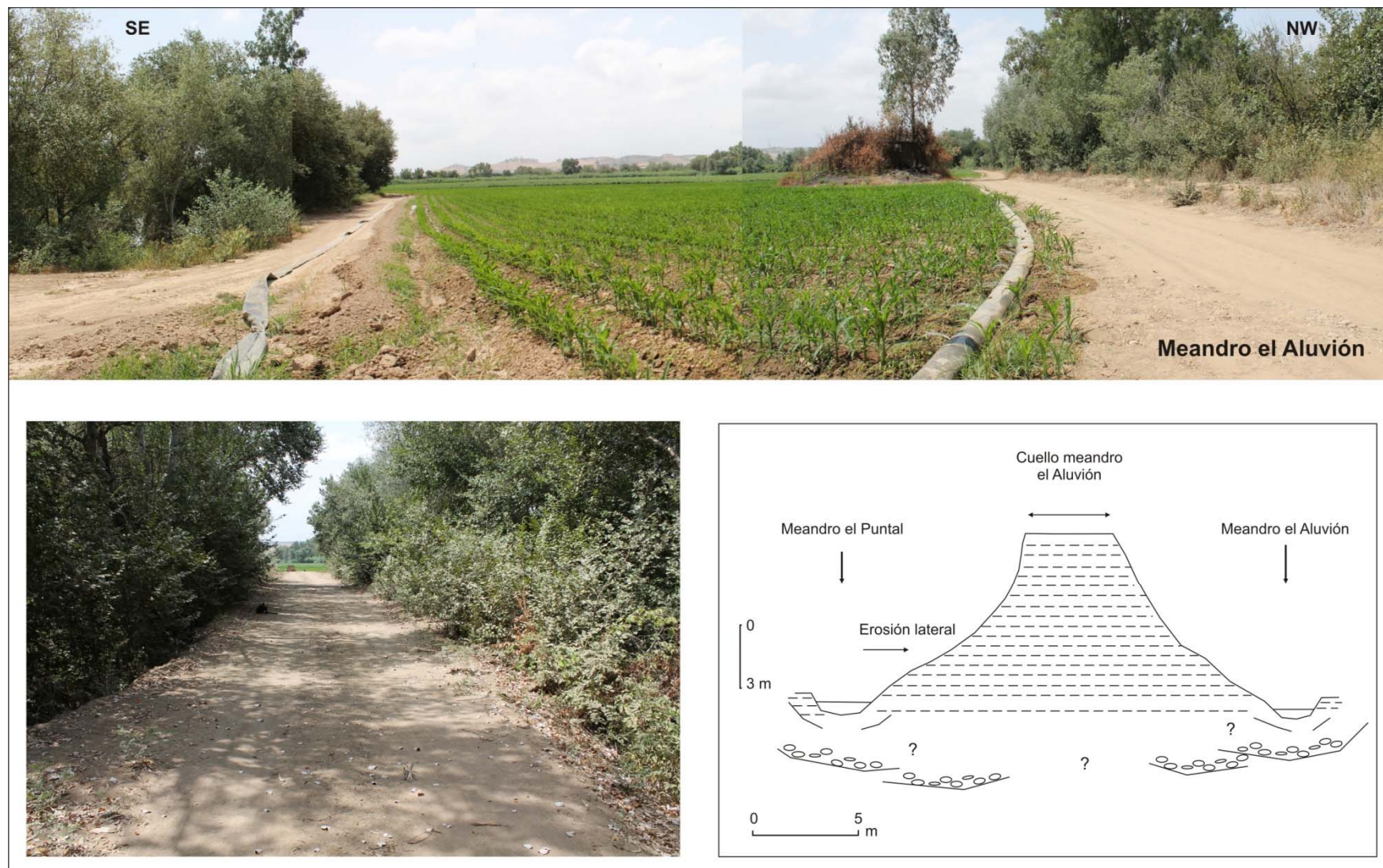


Figura 12.30: El meandro El Aluvión (tramo bajo del río Rivera de Huelva). En la imagen superior se aprecia la extensión del lóbulo del meandro y en la inferior el cuello del mismo. Se incluye el esquema en el que se interpreta la evolución de los arcos de los meandros del Puntal y del Aluvión. Autora: García Martínez, agosto de 2015

Por último, los cambios detectados en el ángulo de confluencia entre el Rivera de Huelva y el Guadalquivir no son especialmente significativos (65° en 1956 y 66° en 2010), debido precisamente a la potente incisión a la que ha estado sometida la zona desde mediados del siglo XX, con motivo de las actuaciones llevadas a cabo para dotar de calado al río Guadalquivir (cortas, dragados, rectificaciones, etc.) y el control de sus inundaciones (embalse de Alcalá del Río). Estos hechos proporcionan una confluencia estable, anulando en parte la alta dinamicidad propia de las áreas de confluencia.

12.4. INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Las alteraciones geomorfológicas que conllevan esta desnaturalización hidrológica asociada a la acción de los embalses modifican también la potencia y competencia de la corriente y con ellos, los procesos fluviales fundamentales de erosión, sedimentación y transporte; teniéndose que adaptar a la nueva situación tanto la morfología de los cauces como de las riberas. Ello, unido a una fuerte incisión lineal a guas bajo de las presas, como principal alteración manifiesta según la tipología descrita por BRANDT (2000) determina que a nivel morfológico y con carácter general, se identifiquen en los tramos de llanura dos nuevos niveles de terrazas contemporáneos, Th3 y Th4, asociados a la reducción en la anchura de los cauces fluviales; de la misma manera que se han identificado en la evolución reciente de los meandros del Guadalquivir de Alcolea del Río, Tocina, Cantillana y Quijano. A este respecto, si bien no encontramos referencias de nuevos niveles contemporáneos en otros ríos mediterráneos, sí se ha descrito la reducción en la anchura de los cauces aguas abajo de los embalses, como en el caso del tramo bajo del Ebro para el que ha sido estimada en un 20% (VERICAT y BATALLA, 2004).

La tendencia a la incisión se hace extrema en el río Rivera de Huelva aguas abajo del último embalse (El Gergal), al unirse la erosión remontante generada por las explotaciones de áridos en el cauce. Ello conlleva una incisión general en el río de algo más de 4 m desde la puesta en explotación de dicho embalse y socavamientos de hasta 4 m en las pilas del puente de Tomás Ibarra; lo que

supone descalces en el puente y problemas de estabilidad en el mismo, no resueltos del todo hasta el momento. A este respecto, introducimos la discusión sobre un posible cambio en las condiciones ambientales de este tramo del Huelva, en el que el control hidrológico ha dado paso a un cauce efímero y cuya dinámica recuerda más a una rambla que a un cauce fluvial permanente. Es precisamente en estos contextos de rambla en los que CONESA y PÉREZ CUTILLAS (2014) destacan los casos más llamativos de erosión remontante o progresiva, de los últimos años, asociado a la extracción de áridos y que están trayendo consigo los mayores problemas de estabilidad en los puentes; como consecuencia de las profundas incisiones que conllevan durante las avenidas.

Asimismo, la reducción del número de crecidas y de sus caudales punta aguas abajo de los embalses, unido a esta tendencia a la incisión determina un descenso en el nivel freático así como la desconexión transversal del cauce y su llanura en crecida ordinaria. Ello, unido a la intensa explotación agrícola de las llanuras de los ríos Guadalbarcar, Huéznar y Huelva conlleva la progresiva migración de la vegetación de ribera hacia el cauce ordinario. Sin embargo, la incapacidad de laminar por completo las avenidas no ordinarias permite la funcionalidad de las llanuras de inundación, en las que se sigue incorporando abundante carga a la llanura. En otros sectores, donde la llanura se encuentra fuertemente antropizada y desnaturalizada, como es el caso del tramo Gergal-Puente Tomás Ibarra, la vegetación de ribera desaparece prácticamente en su totalidad, dando paso a otras especies foráneas.

Con respecto a los cambios morfológicos que experimentan las áreas de confluencia con el Guadalquivir, estos se remontan en el caso del Huéznar y del Huelva a época histórica; experimentando una profunda evolución al menos desde el siglo XVIII en relación a la que advierten los meandros del Guadalquivir (Tocina y Quijano) en los que confluyen. Así, tanto el Huéznar como el Huelva irán progresivamente adaptándose a los paleocauces del Guadalquivir de sus respectivos meandros, de la misma manera que se ha puesto de manifiesto en otros afluentes, como es el caso del Corbones en el meandro de Alcolea o del Viar en el de Cantillana. Dicha evolución determina que en la actualidad, el Rivera de Huéznar confluya con el Guadalquivir con un

amplio ángulo de unión y en sentido contrario al de la corriente del río principal; siendo esta una de las causas del alto riesgo de inundación en la zona, si aceptamos los términos que para ello establece HORTON (1970), HOWARD (1971) o ROY & SINHA (2007). Por su parte, la confluencia del Guadalbarcar no está asociada a grandes cambios históricos de trazado, como los anteriores, sino a movimientos de extensión creciente del Guadalquivir que modifican en poco el área de confluencia. Entre sus posibles causas está el hipotético control estructural al que venimos aludiendo en el sector y que queda sujeto a futuros trabajos que lo confirmen. En cualquier caso, el río Guadalbarcar adquiere, al igual que el Huéznar un amplio ángulo de confluencia, aunque a diferencia de él sin generar problemas de inundación al quedar éste encajado en el nivel de terraza T13 del Guadalquivir.

Por el contrario, la dinámica actual en estas zonas de confluencia responde por un lado, a la sectorización que los embalses han generado en el cauce del Guadalquivir y por otro, al control hidráulico que presentan los afluentes. Así, la dinámica de socavación que ejerce el Guadalquivir sobre el Guadalbarcar es máxima entre la década de los cincuenta y los setenta, periodo en el que el río Guadalquivir tan sólo se encontraba parcialmente regulado (algo más de 3.000 hm³) y el Guadalbarcar mantenía su naturalidad hidromorfológica. Este hecho, unido a la coincidencia de las ondas de crecida en avenidas con magnitudes de caudal extraordinarias (entre 150 y 350 m³/s en el Guadalbarcar), trajo consigo fenómenos de captura y el desplazamiento de la confluencia 50 m aguas arriba. Mientras que la escasa migración lateral en la confluencia, entre la década de los setenta y el primer decenio del siglo XXI puede deberse no sólo al proceso de regulación del Guadalquivir (algo más de 7.000 hm³) y sus efectos geomorfológicos en este sector de la llanura (tramo de incisión); sino al control que ejerce el embalse José Torán sobre el Guadalbarcar a partir de la década de los noventa.

Menor movilidad encontramos en la confluencia entre el río Rivera de Huelva y el Guadalquivir como consecuencia de la potente incisión que ha generado en el río principal las numerosas actuaciones antrópicas llevadas a cabo en su tramo estuarino. Aunque, es precisamente esta fuerte incisión la garante de la

influencia estuarina remontante en el tramo de desembocadura del Rivera de Huelva. Por último, en lo que respecta a la confluencia del Huéznar, el hecho de desembocar en uno de los sectores del Guadalquivir donde predomina la sedimentación, junto con el menor control que ejerce el Huesna en avenida hace que se incremente aún más el riesgo de inundación propio de confluencias con elevados ángulos de unión.

Para concluir, a estos efectos hidromorfológicos de los embalses habría que añadir la pérdida del patrimonio fluvial, que de alguna manera queda explícito en el término *Rivera* que acompaña a los ríos Huelva y Huéznar. En este sentido, esta acepción que otorga a los ríos unas condiciones apropiadas de disfrute y recreo para el hombre ha perdido su significado, al menos, en el tramo bajo del río Rivera de Huelva.

CONCLUSIONES GENERALES

1. A nivel morfológico, la llanura aluvial del Bajo Guadalquivir queda integrada por siete niveles de terraza. De ellas, las tres superiores (T13, TH1 y TH2) se encuentran generalizadas en todo el tramo, alcanzando un mayor desarrollo en la margen izquierda del río Guadalquivir; mientras que las inferiores (Th1, Th2, Th3 y Th4), localizadas en las márgenes convexas de los meandros, están asociadas a divagaciones locales del cauce.

2. Desde mediados del siglo XX hasta el primer decenio del siglo XXI el río Guadalquivir experimenta una profunda alteración en el comportamiento hidrológico de su tramo bajo como consecuencia del incremento del número de embalses y de la capacidad de agua embalsada:

2.1. En su variabilidad interanual se manifiesta en una disminución del caudal, en un incremento del coeficiente de irregularidad interanual y en la pérdida de aleatoriedad de su comportamiento a partir del año 1971. A este respecto, la secuenciación de periodos secos climáticos unido al incremento de la regulación de la cuenca aporta al río unas condiciones hidrológicas completamente diferentes a partir de la década de los setenta, con significación estadística y correlación serial.

2.2 Su régimen natural subtropical mediterráneo se transforma en otro de tipo antrópico en el que se reduce el periodo de aguas altas (diciembre-febrero) y amplía el de aguas bajas (abril-noviembre); con máximos que varían según la gestión de los embalses y mínimos, por lo general, más suaves. El paso de aguas altas a aguas bajas y viceversa no es progresivo sino condicionado al control hidrológico de la cuenca.

2.3. En momentos de máximos hidrológicos, la regulación que se presupone a los embalses depende de la asunción de varios aspectos: la capacidad de los embalses, las condiciones climáticas (año húmedo o muy húmedo) y la gestión hidráulica. Ello determina que en el

Guadalquivir se siga generando avenidas con puntas de entorno a 3.000 m³/s a la vez que se amplía el tiempo de base de las mismas.

3. La cartografía geomorfológica realizada a escala 1:25.000 para el tramo Bajo del río Guadalquivir se muestra como un elemento básico tanto para la reconstrucción de los trazados históricos, como para establecer las principales líneas de la evolución geomorfológica de los meandros. Asimismo, junto a las realizadas para las llanuras aluviales de los ríos Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva, aportan información respecto a la configuración morfológica de la llanura aluvial del Bajo Guadalquivir, la cual mantiene una situación de equilibrio dinámico a escala plurisecular. En ella se pone de manifiesto la importancia de la dinámica de meandros en su conformación y evolución, así como del sistema de terrazas históricas y contemporáneas que a ellos y a sus afluentes se asocian.

3.1. La funcionalidad histórica de la llanura aluvial del Guadalquivir refleja un comportamiento en ciclos de desigual actividad hidrológica extrema. El primero de ellos, con dos siglos y medio de duración, abarca toda la Modernidad y puede ser interpretado como de carácter seco; mientras que, el periodo que engloba los siglos XVIII, XIX y XX ha sido interpretado como húmedo, con tendencia al aumento de inundaciones hasta mediados del siglo XIX y una progresiva pérdida de actividad que alcanza hasta nuestros días, como consecuencia de la progresiva construcción de embalses.

3.2. Partiendo de la coincidencia durante el periodo analizado de una importante pulsación climática conocida como la “Pequeña Edad del Hielo” (mitad del siglo XVI a mitad del siglo XIX), podemos indicar que su repercusión en nuestras latitudes se manifiesta de manera heterogénea a nivel de morfogénesis fluvial, acusándose las precipitaciones tan sólo en la última parte de este periodo, es decir, durante los siglos XVIII y primera mitad del XIX. Por tanto, en el caso de ríos meandriformes, con las características del Guadalquivir, el estudio de las fluctuaciones en el

número de avenidas, constituye un buen indicador de carácter regional para la identificación de periodos hidroclimáticos históricos.

3.3. El comportamiento del río Guadalquivir es de respuesta directa a las tendencias de actividad hídrica extrema registrada en cada momento, a través del ajuste de su trazado y de los principales parámetros morfométricos que definen sus meandros (banda activa, radios de curvatura, longitud de onda axial, etc.). De ellos destacamos como buen indicador de tendencia de rango temporal de siglos, el control de la banda activa; mientras que el radio de curvatura lo es de las variaciones del régimen hidrológico en rangos temporales de decenas de años.

4. Los meandros del Bajo Guadalquivir se agrupan, según sus características morfométricas, en cinco tipos: *Tocina*, *Lora del Río*, *Peñaflor*, *Alcolea* y *la Rambla*. De ellos, los tres primeros son los de mayores dimensiones, con evoluciones que arrancan en el siglo XVIII; mientras que los dos últimos proceden de estrangulamientos de meandros, de ahí sus reducidas amplitudes de onda y radios de de curvatura. Estos dos grandes grupos encuentran su explicación en la convivencia de dos familias de meandros que obedecen a condiciones hidrológicas distintas: una de época histórica y otra actual.

4.1. El estudio geomorfológico de los meandros más representativos del trazado fluvial del Tramo Bajo del Guadalquivir pone de manifiesto una compleja y prolongada evolución de los mismos que, asociado a importantes movimientos de divagación lateral, incisiones y una agradación final predominantemente de finos, genera una amplia llanura aluvial durante todo el Holoceno.

4.2. Las rectificaciones naturales de trazado del Guadalquivir en su tramo Bajo se producen tanto por acortamiento como por estrangulamiento. En el primer caso, se generan por desbordamientos durante época histórica e inclusive el siglo XX; mientras que en el segundo, de evolución histórica, se efectúa por migración lateral del cauce. En ambos casos, la evolución contempla tanto el funcionamiento de los dos brazos durante centenas de

años (Alcolea, el Rincón, etc.) y decenas de años (Cantillana, Quijano, la Rambla, etc.); como el posterior abandono del cauce acortado mediante mecanismos de taponamiento (gravas y arenas), colmatación de finos e incisión del nuevo cauce. La inexistencia de lagos de meandro abandonado de duración prolongada obedece a la conjunción de diversas causas: aprovechamiento parcial del cauce por un afluente, intervención antrópica en el drenaje y puesta en cultivo del meandro abandonado.

4.3. La formación de terrazas históricas en este tramo del Bajo Guadalquivir se relaciona siempre con movimientos laterales de los meandros. Tan sólo se aprecia una relación de tipo climático en la génesis de la terraza Th1, al manifestarse temporalmente su aluvionamiento en relación con el periodo de mayor número de inundaciones del siglo XVIII y mediados del siglo XIX, entendiéndose su incisión con posterioridad a este momento. El resto de niveles deben entenderse subactuales, consolidándose sus morfologías a mediados de siglo XX en el caso de la Th2 y con posterioridad a la década de los ochenta en el caso de la Th3 y Th4. Estas últimas vinculadas al control hidrológico y a la reducción de la anchura de los cauces.

5. En los afluentes Guadalbarcar, Rivera de Huéznar y Rivera de Huelva, el grado de alteración hidrológica difiere en función del número de embalses y la capacidad de agua embalsada. Teniendo en cuenta esta consideración las conclusiones a las que se llegan son las siguientes:

5.1. Los regímenes fluviales quedan alterados, mediante la ampliación del periodo de aguas bajas respecto al de aguas altas. En aquellos que tan sólo disponen de un embalse (Guadalbarcar y Huéznar) el coeficiente de irregularidad estacional disminuye, mientras que en el caso del Huelva (con cinco embalses) aumenta un 400%. En función de su explotación, el régimen puede presentar un solo máximo, en invierno; o dos, uno en invierno y otro en verano, este último vinculado a las descargas para satisfacer las necesidades hídricas de los usos agrícolas.

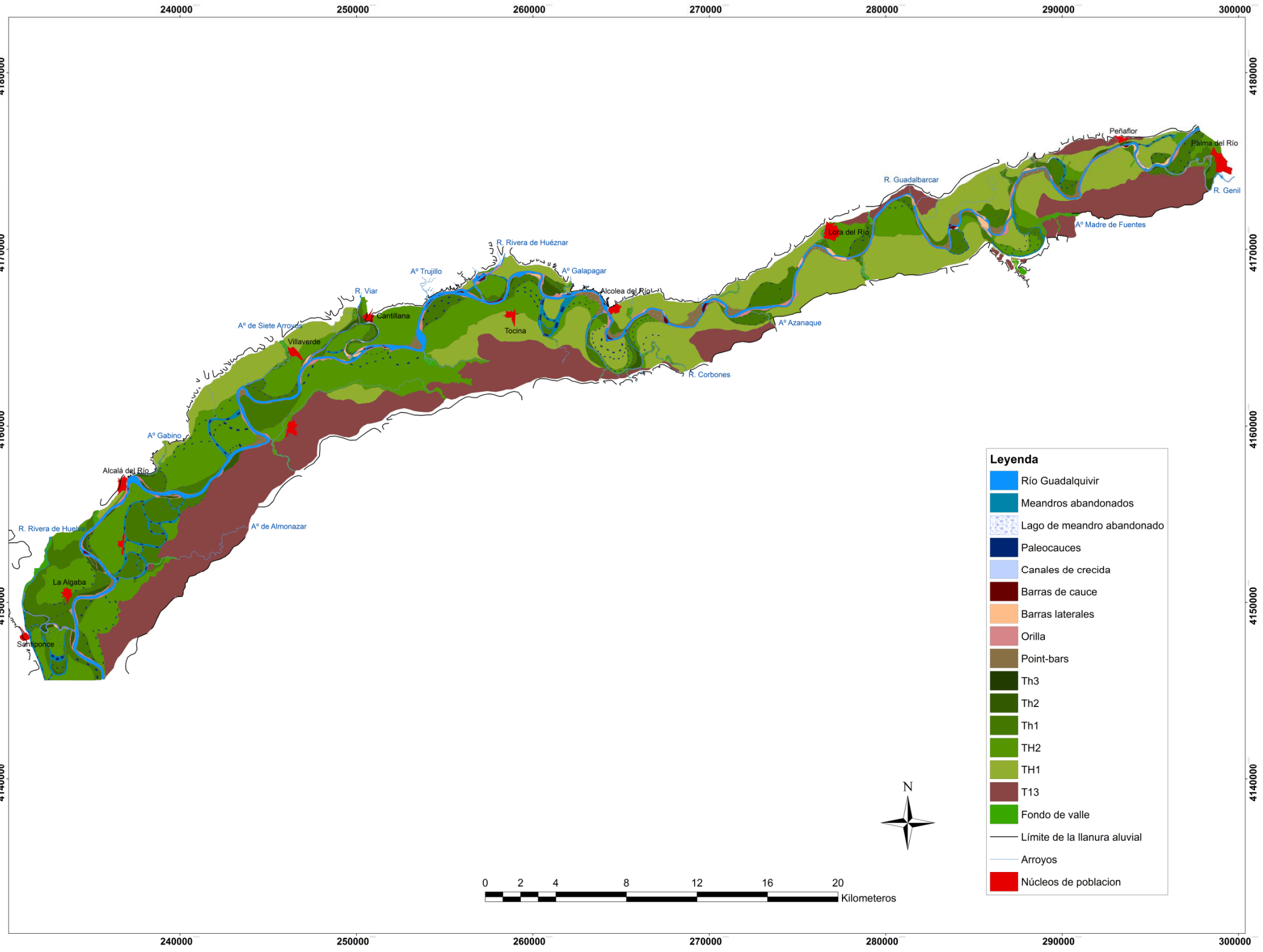
5.2. El caudal modular disminuye entre un 5% ó 6% en los ríos Guadalbarcar o Huéznar y un 67,5% en el Rivera de Huelva. En su variabilidad interanual, el coeficiente de irregularidad se incrementa entre un 16% en el Huéznar y la máxima irregularidad posible (∞) en el Huelva. Asimismo, se detectan rupturas de homogeneidad asociadas al control de las presas: una ruptura en el Huéznar en el año 1989, dos años después de la entrada en explotación del embalse; y dos rupturas en el Huelva, en el año 1980 cuando el sistema contaba con cuatro embalses y en el año 1996 cuando disponía de cinco embalses.

5.3. En máximos hidrológicos los embalses provocan una disminución en las magnitudes de las crecidas que oscila entre el 75% en el Guadalbarcar y el 51% en el Huéznar, no habiendo sido posible estimarse para el río Rivera de Huelva. En términos generales, los embalses laminan o retienen las crecidas ordinarias mientras que se revelan incapaces de laminar aquellas con frecuencia superior a diez años. En estos casos, se generan puntas de crecidas individualizadas y de rápida generación, con caudales punta tanto mayor cuanto mayor sea el sistema de embalses en cascada; ampliando el tiempo base de las avenidas.

6. Los principales cambios morfológicos detectados en el Bajo Guadalquivir, vinculadas al control hidráulico, son: fragmentación longitudinal del cauce y funcionalidad parcial de la llanura, siendo el sector Tocina-Alcolea del Río el que comporta un mayor riesgo de inundación. A nivel morfométrico se manifiesta en una disminución de la tasa de sinuosidad, en la complejidad de las formas de los meandros, con el desarrollo de loops y curvas secundarias y en la fragmentación y disminución de la banda activa. En los afluentes, estos cambios tienen su máxima expresión en el río Rivera de Huelva. A saber: incisión generalizada del cauce, con niveles de socavación que alcanzan los 4 m en las pilas del puente, transformación a un único cauce, incremento del carácter estuarino en su tramo de desembocadura y ruptura de la conectividad entre el

cauce y su llanura que recobra su funcionalidad tan sólo en avenidas extraordinarias.

7. Las características hidromorfológicas de los tramos de confluencia de los ríos Guadalbarcar, Huéznar y Huelva están condicionados por la evolución geomorfológica histórica de los meandros del Guadalquivir en los que desembocan. En el primer caso asociado a la progradación lateral del meandro y en los dos restantes a cambios de trazado o rectificaciones que permiten que éstos se acomoden, en cada caso, al paleocauce del Guadalquivir. Los cambios recientes responden tanto a la sectorización que los embalses han generado en el cauce del Guadalquivir como al control hidráulico que presentan los afluentes. En las correspondientes a los ríos Guadalbarcar y Rivera de Huelva se detecta una disminución de la migración lateral en los meandros que desembocan así como un incremento de la incisión; mientras que en la del río Rivera de Huéznar aumenta el riesgo de inundación y predomina la sedimentación.



Anexo 1. Cartografía geomorfológica de la llanura aluvial del Guadalquivir entre Palma del Río y Sevilla

BIBLIOGRAFÍA

ACÍN, V.; DÍAZ, E.; GRANADO, D.; IBISATE, A. Y OLLERO, A. (2011): Cambios recientes en el cauce y la llanura de inundación del área de confluencia Aragón-Arga (Navarra). *Geographicalia*, 59-60: 11-25.

ACKERS, P. & CHARLTON, F.G. (1970): Meander geometry arising from varying flows. *Journal of hydrology*, 11(3), 203-252.

INSTITUTO DE CARTOGRAFÍA DE ANDALUCÍA (2007): Catálogo digital de cartografía histórica. Provincia de Sevilla. (CD), Junta de Andalucía.

AGUILAR ALBA, M. y PITA LÓPEZ, M. F. (1996). Evolución de la variabilidad pluviométrica en Andalucía occidental: su repercusión en la gestión de los recursos hídricos. En *Clima y agua. La gestión de un recurso climático*, pp. 299-310.

AGUILAR, E.; BRUNET, M.; SALDIÉ, O.; SIGRÓ, J. Y LÓPEZ, D. (2002): Hacia una aplicación óptima del Standard Normal Homogeneity Test para la homogeneización de series temporales, *VII Reunión Nacional de Climatología*, pp. 17-33.

ALBENTSA SÁNCHEZ, L. (1989): *El Clima y las Aguas*. Madrid, Ed. Síntesis, 240 pp.

ALEXANDER, D. (1993): *Natural disasters*. London: UCL Press, 632 pp.

ALFORD, J. J., & HOLMES, J. C. (1985). Meander scars as evidence of major climate change in southwest Louisiana. *Annals of the Association of American Geographers*, 75(3), 395-403.

ALMARZA MATA, C. (2002): El sistema de información climática del INM. *VII Reunión Nacional de Climatología*, pp. 35-57

AMOROS, C. & PETTS, G.E. (1993): *Hydrosystème fluviaux*. Paris : Masson, 300 pp.

ARTHINGTON A.H. (1997) : *Wounded Rivers, Thirsty Land: Getting Water Management Right*. Inaugural Professorial Lecture, Griffith University, Queensland.

APARICIO MIJARES, F.J. (1997): *Fundamentos de Hidrología de superficie*, Ed. Limusa, México.

ARCHILLA ALDEANUEVA, R. y MUÑOZ MUÑOZ, J. (1989): El régimen del río Duero en la provincia de Soria, *Estudios geográficos*, Tomo L, (197), 501-530.

ARENILLA PARRA, M. y SÁENZ RIDRUEJO, C. (1995): *Los ríos*. Madrid, Alianza, 386 pp.

ARROYO LLERA, F. (2004): Demandas en la cuenca del Tajo para riego, abastecimiento urbano, energía eléctrica y trasvases. En Gil Olcina, A. (Coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*, Fundación Caja Murcia, Murcia, pp. 555-594.

ASENSI MARFIL, A. y DIEZ GARRETAS, B. (1987): Andalucía occidental. En PEINADO LORCA y RIVAS-MARTÍNEZ (Eds.): *La vegetación de España*. Universidad de Henares, pp. 197-231.

ASTRADE, L. (1998) : La gestion des barrages-réservoirs au Québec: exemples d'enjeux environnementaux. *Annales de géographie*, (604), 590-609.

AUBLE, G. T. & FRIEDMAN, J. M. (1994) : Relating riparian vegetation to present and future streamflows. *Ecological Applications* 4(3), 544-554.

AUBLE, G. T., SCOTT, M. L. AND FRIEDMAN, J. M. (2005) : Use of individualistic streamflow-vegetation relations along the Fremont river, Utah, USA to assess impacts of flow alteration on wetland and riparian areas. *Wetlands*, 25 (1), 143-154.

BAENA ESCUDERO, R. (1988): *Estudio geomorfológico del Norte de Constantina (Sierra Morena, Sevilla)*. Trabajo de Licenciatura (Inédito), Universidad de Sevilla, 92 págs.

BAENA ESCUDERO, R. (1993): *Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-bajo Guadalquivir y sur márgenes (Córdoba y Sevilla)*. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Sevilla, 589 pp. + cart.

BAENA ESCUDERO, R. (1994): *Informe técnico sobre la alteración del término municipal de Tocina. Estudio del medio físico*. Ayuntamiento de Tocina, Tomo I, 74 pp. (Documento interno).

BAENA ESCUDERO, R. (1997): Sistemas fluviales mediterráneos: ritmos hidrológicos, inestabilidad de cauces y vertientes, riesgos y nuevas metodologías de investigación. *Cuaternario del litoral y entorno continental del mar de Alborán*, Melilla, pp. 57-59.

BAENA ESCUDERO, R. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1988): Paleokarst de Sierra Morena (Sector Cazalla-Constantina, Hespérico Meridional): Superficies de corrosión y poljes. *Rev. Cuaternario y Geomorfología*, 2 (1-4), 13-22.

BAENA ESCUDERO, R. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1989): Edificios tobáceos en Andalucía Occidental: Secuencias del piedemonte. *El Cuaternario en Andalucía Occidental*, AEQUA Monografías, (1), 87-97.

BAENA ESCUDERO, R. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994): Cuaternario Aluvial de la Depresión del Guadalquivir: Episodios Geomorfológicos y Cronología Paleomagnética. *Geogaceta*, (15), 109-111.

BAENA ESCUDERO, R. y GARCÍA MARTÍNEZ, B. (1995): Repercusiones de la intervención antrópica contemporánea sobre la llanura aluvial del Guadalquivir aguas arriba de Sevilla *Ponencias del XIV Congreso Nacional de Geografía*, Salamanca, pp. 9-14.

BAENA ESCUDERO, R. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1997): Aluvionamientos y migración del meandro de Tocina (Sevilla): ritmo geomorfológico y magnetoestratigrafía histórica del tramo bajo continental del Guadalquivir, *Cuaternario del litoral y entorno continental del mar de Alborán*, Melilla, 69-71.

BAENA ESCUDERO, R., GUERRERO AMADOR, I. y JANSKÝ, B. (2006): Comparative Analysis of the Floods in Prague (Czechia) and in Seville (Spain): Seen From the Geographical Viewpoint. *Geografie-Sborník CGS*, nº 111, 326-340.

BAENA ESCUDERO, R. y GUERRERO, I. (2009): El Registro Geoarqueológico del Sector sur de la Puerta de Jerez (Sevilla): Últimos 4000 Años en la Sedimentación Fluvial del Guadalquivir. *En: VII Reuniao Do Quaternário Ibérico*. Faro-Portugal, pp. 175-180.

BAENA ESCUDERO, R. y GUERRERO, I. (2011): Aproximación a la Magnetoestratigrafía de la Última Terraza Media del Guadalquivir (T12) en "las Jarillas" (la Rinconada, Sevilla). En: El Cuaternario en España y Áreas Afines. (V. Turu y; A. Constante eds). AEQUA - Fundación M. Chevalier. Andorra, 191-195.

BAENA ESCUDERO, R., FERNÁNDEZ-CARO, J.J., GUERRERO AMADOR, I., POSADA-SIMEÓN, J.C. (2014): La Terraza Compleja del río Guadalquivir en "Las Jarillas" (La Rinconada, Sevilla. SW de España): cronoestratigrafía, industria lítica y macro-fauna asociada, *Cuaternario y Geomorfología*, 28 (3-4), 107-125.

BAENA ESCUDERO, R.; GUERRERO, I.; GARCÍA MARTÍNEZ, B.; POSADA SIMEÓN, C. (*en prensa*): Ocupación antrópica y riesgos de inundación en la llanura del río Guadalquivir (Sector Palma del Río-Sevilla, España). *Boletín de la AGE*.

BAEZA SANZ, D., y DE JALON LASTRA, D. G. (1997): Caracterización del régimen de caudales en ríos de la Cuenca del Tajo atendiendo a criterios biológicos. *Limnetica*, 13(1), 69-78.

BAEZA SANZ, D. B., MARTÍNEZ-CAPEL, F., y DE JALÓN LASTRA, D. G. (2003): Variabilidad temporal de caudales: aplicación a la gestión de ríos regulados. *Ingeniería del agua*, 10(4), 469-478.

BARRAL, M.A. y BORJA BARRERA, F. (2002): Aproximación a la evolución paleogeográfica histórica de sur del casco antiguo de Sevilla, En PÉREZ GONZÁLEZ, A., VEGAS, J. MACHADO, M.J. (Eds.): *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*, pp. 19-23.

BARRAL, M.A. (2009): *Estudio geoarqueológico de la ciudad de Sevilla*, Universidad de Sevilla, 688 págs.

BATALLA, R. J., GÓMEZ, C. M., & KONDOLF, G. M. (2004): Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290 (1), 117-136.

BAUTISTA MARTIN, J.: (1989): Las avenidas en la cuenca del Segura y los planes de defensa. En GIL OLCINA, A MORALES GIL, A. (Eds.): *Avenidas fluviales e inundaciones*

en la Cuenca del Mediterráneo. Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo. Alicante, pp. 469-482.

BELMONTE, A. M. C. (2002). Crecidas e inundaciones. In *Riesgos naturales* pp. 859-878. Ariel.

BENITO, G. (2002). La paleohidrología en el análisis de inundaciones. AYALA-CARCEDO, J.; OLCINA, J. (Ed.): *Riesgos Naturales. Barcelona, Ariel*, pp. 953-967.

BENITO, G., MACHADO, M., y PEREZ-GONZALEZ, A. SOPEOA (1998a): Palaeoflood hydrology of the Tagus river, central Spain. In: G. Benito, V.R. Baker et K.J. Gregory (Eds.): *Palaeohydrology and environment change. John Wiley and Sons Ltd*, 3, 18-333.

BESCÓS, A. y CAMARASA, A.M. (1998): Caracterización hidrológica del río Arga (Navarra): el agua como recurso y como riesgo. *Estudios Geográficos*, (232), 389-422.

BEST, J.L., (1988) : Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology* (35), 481-498.

BETHEMONT, J. (1977): *De l'eau des hommes: essai géographique sur l'utilisation des eaux continentales*. Paris, Bordas, 280 pp.

BIROT, P. et SOLE SABARIS, L. (1959): Recherches sur la morphologie du Sudest de l'Espagne. *Revue Geogr. des Pyr. Et Sud-Ouest*, 30 (3), 119-284.

BLUM, M. D., & VALASTRO, S. (1989): Response of the Pedernales River of central Texas to late Holocene climatic change. *Annals of the Association of American Geographers*, 79(3), 435-456.

BONSOR, G.E. (1931): *The Archaeological expedition along the Guadalquivir, 1899-1901*. N.Y., Versión castellana de CHIC GARCÍA y PADILLA MONJE, Ed. Gráficas Sol, Écija, 1989, 133 pp.

BORJA BARRERA, F. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1989): La llanura aluvial del Guadalquivir en el tránsito de los siglos XIX y XX. En *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*, Alicante, pp. 299-308.

BORJA, F.; HUNT, M.A.; UBERA, J.L.; ZAZO, C.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; BARRAL, M.A.; LLERGO, Y. y BORJA, C. (2007): El registro holoceno del Estuario del Guadalquivir en el área de Sevilla. Aproximación geoarqueológica. En Lario, J y Silva, P.G. (Eds.): *Contribuciones al estudio del periodo cuaternario.*, Madrid, pp. 101-103.

BORJA BARRERA, F., HUNT, M. UBERA, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C.J., GOY, J.L., BARRAL, M.A., LLERGO, Y., BORJA, C. (2008): Estudio geoarqueológico de la Vega de Sevilla. Reconstrucción paleogeográfica del sector interno del estuario del Guadalquivir durante el Holoceno. VIII Congreso Ibérico de Arqueometría, pp. 87-96.

BORJA PALOMO F. (1878): *Historia crítica de las riadas o grandes avenidas del Guadalquivir en Sevilla desde su reconquista hasta nuestros días.* Excmo. Ayto. de Sevilla, 635 p.

BRAVARD, J. P., AMOROS, C., PAUTOU, G., BORNETTE, G., BOURNAUD, M., CREUZE DES CHATELLIERS, M., & TACHET, H. (1997). River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. *Regulated Rivers: Research & Management*, 13(1), 75-90.

BRANDT, S.A. (2000) : Classification of geomorphological effects downstream of dams, *Catena*, 40, pp. 375-40.

BRICE, J.C. (1973): Meandering pattern of the White River in Indiana. An analysis. In MORISAWA, M.E. (Ed.): *Fluvial Geomorphology*. State University of New York, Binghamton, pp. 179-200.

BRICE, J.C. (1974) : Evolution of meander loops. *Geol. Soc. Am. Bull*, (85), 581-586.

BRICE, J.C. (1981) : *Stability of relocated stream channels*. Technical Report RD-80/158, Washintong, D.C. Federal, 177pp.

BRISTOW, C.S., BEST, J.L., ROY, A.G.(1993) : Morphology and facies models of channel confluences. Special publication of the *International Association of Sedimentologists* 17, 91–100.

BROOKES, A. (1987) : The distribution and management of channelized stream in Denmark, *Regulated Rivers : Research & Management*, 1, 3-16.

BUNN S.E., ARTHINGTON A. (2002): Basic principles and ecological consequences of altered flow regimes for aquatic biodiversity. *Environmental Management* 30(4), 492-507.

CABEZAS CALVO-RUBIO, F. (1989): La problemática de las avenidas en la cuenca del Segura. Criterios para la implantación del Sistema Automático de Información Hidrológica. En GIL OLCINA, A MORALES GIL, A. (Eds.): *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*. Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo. Alicante, pp. 491-500.

CAMARASA BELMONTE, A.M. (1990). Génesis de avenidas en pequeñas cuencas semiáridas: la rambla del Poyo (València). *Cuadernos de geografía*, (48), 81-104.

CANAVOS, G.C. y MEDAL, E.G.U. (1987): *Probabilidad y estadística*. McGraw Hill. 404 pp.

CAPEL MOLINA, J. J. (1974): Génesis de las inundaciones de Octubre de 1973 en el Sureste de la Península Ibérica. *Cuadernos geográficos de la Universidad de Granada*, (4), 149-166.

CAPEL MOLINA, J. J. (1981): *Los climas de España*. Oikos-Tau, Barcelona, 293 pp.

CAPEL MOLINA, J. J. (1989): Incidencia de termoconvectividad en las lluvias torrenciales de la España Mediterránea. En GIL OLCINA, A MORALES GIL, A. (Eds.): *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*. Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo. Alicante, pp.89-105.

CARLSTON, C.W. (1965): The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *American Journal Science*, (263), 864-885.

CARMONA GONZÁLEZ, P. (2005): Cambios geomorfológicos y paleogeografía del litoral de Lixus (Larache, Marruecos). *Saguntum: Papeles del Laboratorio de Arqueología de Valencia*, Nº Extra 6, (Ejemplar dedicado a: Lixus-2 Ladera a sur. Excavaciones arqueológicas marroco-españolas en la colonia fenicia. Campañas 2000-2003), pp 5-11.

- CARMONA, P., & SEGURA, F. (1989). Estudio sedimentológico de los depósitos de inundación en la Ribera del Xúquer (Valencia), en Octubre de 1982. *Cuaderno de Investigación Geográfica*, (11), 65-74.
- CHIC GARCÍA, G. (1979): Gades y la desembocadura del Guadalquivir. *Gades* (3), 20-21.
- CHIC GARCÍA, G. (1985): *Epigrafía anfórica de la Bética I. Las marcas impresas en el barro sobre ánforas olearias (Dressel 19, 20 y 23)*, Universidad de Sevilla, 185 pp.
- CHIC GARCÍA, G. (1990): *La navegación por el Guadalquivir entre Córdoba y Sevilla en época romana*, Sevilla: Ed. Gráficas Sol, 103 pp.
- CHIEN, N. (1985). Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(2), 143-159.
- CHITALE, S.V. (1973): Theories and relationships of river channel patterns, *Journal of Hydrology*, 19, pp. 285-308.
- CHORLEY, R. J. (1962): Geomorphology and general systems theory. *US Geological Survey*, 500 (1B).
- CHORLEY, R. J. (1969). The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. *Water, Earth and Man, Methuen*, London, pp. 77-100.
- CHORLEY, R. J. et al., (1969): *Introduction to Fluvial Processes*. Suffolk, Methuen, 218 pp.
- CHOW, V. T., MAIDMENT, D. R., MAYES, L. W. (1994): *Hidrología aplicada*. Mc Graw Hill. Ed. D'Vinni. Colombia.
- CID, L.; MORA, C.; VALENZUELA, M. (1990): Estadística matemática. Probabilidades e Inferencia Estadística. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias. Departamento de Matemáticas. Chile. 319 pp.

CLARK, J. J., & WILCOCK, P. R. (2000). Effects of land-use change on channel morphology in northeastern Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 112(12), 1763-1777.

COLLIER, M., WEBB, R. H., & SCHMIDT, J. C. (1996). *Dams and rivers: a primer on the downstream effects of dams* (Vol. 1126). US Dept. of the Interior, US Geological Survey. 94 pp.

COLLINSON, J.D. and LEWIN, J. (Ed.) (1983): *Modern and Ancient Fluvial Systems*, London, 575 pp.

CONESA GARCÍA, C. (1999): Cambio ambiental y equilibrio dinámico de los cauces. *Papeles de Geografía*, 1999, (30) 31-46.

CONESA, C., PEREZ, P., GARCÍA, R. G., & MARTÍNEZ, A. (2012). Cambios históricos recientes de cauces y llanuras aluviales inducidos por la acción del hombre. *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, (29), 159.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL GUADALQUIVIR (1977): *Guadalquivires*, 50 aniversario. Jerez de la Frontera, Cádiz, 599 pp.

CONRAD, V. y POLLACK, L.W. (1962). *Methods in Climatology*. Harvard Univ. Press, Cambridge, Massachusetts.

CSIKI, S., RHOADS, B.L., 2011. Hydraulic and geomorphological effects of run-of-river dams. *Progress in Physical Geography* 34, 755–780.

CULLEN, A. H. (1964): *Ríos encadenados: la historia de las presas*. México, Libreros Mexicanos Unidos, 261 p.

DECAMPS, H., FORTUNE, M., GAZELLE, F., & PAUTOU, G. (1988). Historical influence of man on the riparian dynamics of a fluvial landscape. *Landscape Ecology*, 1(3), 163-173.

DEL MORAL ITUARTE, I. (1991): *La obra hidráulica en la cuenca Baja del Guadalquivir (siglos XVIII-XX)*. *Gestión del agua y organización del territorio*. Universidad de Sevilla, C.O.P y T., Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, 591 pp.

DE MARTONNE, E. (1909) : *Traité de Géographie Physique*, Paris, Armand Colin, 1518 pp.

DÍAZ DEL OLMO, F. (1982). *Geomorfología de Sierra Morena. Estudio del interfluvio de las cuencas fluviales Viar-Rivera de Huéznar*. T.D.(Inédita). Univ. de Sevilla, 503 págs. + cartografía.

DEL OLMO, F. D. (1984): El contacto Sierra Morena-Cuenca sedimentaria: Problemas Geomorfológicos en torno a la depresión periférica del oeste del Guadalquivir. *Cuadernos geográficos de la Universidad de Granada*, (14), 5-18.

DÍAZ DEL OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1989): Macizo Hespérico Meridional. En BIELZA DE ORY, V. (Ed.): *Territorio y Sociedad de España I, Taurus, Madrid*, pp. 70-80.

DÍAZ DEL OLMO, F. y BORJA BARRERA, F. (1991): Aluvionamientos recientes en Andalucía occidental (Guadalquivir-Tinto, España). *Physio-Geo* (22/23), 49-54.

DÍAZ DEL OLMO, F., BAENA ESCUDERO, R. y ÁLVAREZ GARCÍA, G. (1998): Karst y paleokarst de Sierra Morena (Sector Ossa-Morena, Hespérico Meridional). En DURÁN, J.J. y LÓPEZ MÁRTÍNEZ, J. (Eds.): *Karst en Andalucía*, Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid, pp. 87-92.

DÍAZ DEL OLMO, F., LAMA SÁNCHEZ, A.; CÁMARA ARTIGAS, R. Y BORJA BARRERA, C. (2014): La riada del Tamarguillo (noviembre, 1961): extensión, dinámica e interpretación geomorfológica de la inundación. En Díaz del Olmo y Pilar Almoguera (coords.): *Sevilla, la ciudad y la riada del Tamarguillo (1961)*, pp.47-72.

DÍAZ, E. y A. OLLERO (2005): Metodología para la clasificación geomorfológica de los cursos fluviales de la cuenca del Ebro. *Geographicalia*, (47), 23- 45.

DRAIN, M., LHENAFF, R. y VANNEY, J.R. (1971): *Les Bas Guadalquivir. Introduction géographique*. Casa de Velázquez (CNRS), Paris, 82 pp.

DUNNE, T. & LEOPOLD, L. B. (1978) : *Water in Environmental Planning*. New York: W. H. Freeman and Company, 818 pp.

DURY, G.H. (1965): General theory of meandering valleys. *U.S. Geological Survey Professional*, 452.

ESTIENNE, P. (1968): *A propos de la classification des régimes fluviaux. Mélanges Pardé*, St-Jean, Gap, pp. 181-184.

FARGUELL, J., & SALA, M. (2002): Magnitud y frecuencia de procesos hidrogeomorfológicos en pequeñas cuencas mediterráneas: Riera de Vernegà, Macizo de les Gavarres (Girona). En PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VEGAS, J.; MACHADO, M.J. (Eds.): *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Madrid, Actas de la VI Reunión nacional de Geomorfología, 37-43.

FONTANA TARRATS (1977): *Quince siglos de clima andaluz*, Author's edition, Biblioteca de Andalucía, Granada.

FOUCAULT, A. y RAOULT, J.F. (1985): *Diccionario de Geología*, Ed. Masson, S.A. 316 págs.

FRANÇOIS, D. et SARY, M. (1994) : Intérêt des profils hydrologiques d'étiage pour la détermination des débits de référence au droit des ouvrages hydrauliques (exemple de la Haute Meurthe dans les Vosges). *Revue de Géographie Alpine*, 82 (2), 37-44.

FRÉCAUT, R. (1964) : Éléments d'Hydrologie continentale. Centre de Documentation Universitaire, 231 p., Paris.

FRECAUT, R. (1982). *Éléments d'hydrologie et de dynamique fluviales: Hydrologie et dynamique fluviales des régions chaudes et humides des basses latitudes*. Publications Université Nancy II.

FRÉCAUT, R. (1983) : Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial. Paris, Ed. Masson, 239 pp.

FRECAUT, R. ET PAGNEY, P.(1978): Climatologie et hydrologie fluviale a la surface de la terre. *Paris, CDU, SEDES. I.*

FRISIS, P. (1861) : *Treatise on rivers and torrents, 1762*. Translated by J. Garstin in 1861, vol. 186.

FRUTOS, L.M.; OLLERO, A. Y SÁNCHEZ, M. (2004). Caracterización del río Ebro y su cuenca y variaciones en su comportamiento hidrológico. En Gil Olcina, A. (Coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*, Fundación Caja Murcia, Murcia, 233-280.

GAEUMAN, D., SCHMIDT, J. C., & WILCOCK, P. R. (2005). Complex channel responses to changes in stream flow and sediment supply on the lower Duchesne River, Utah. *Geomorphology*, 64(3), 185-206.

GARCÍA GONZÁLEZ, L. (1994): *Los ríos extremeños: introducción a su régimen*. Badajoz, Univ. Extremadura, Servicio de Publicaciones, 134 pp.

GARCÍA MARTÍNEZ, B. (1996): *Los meandros del río Guadalquivir en su tramo Bajo continental (Palma del Río-Brenes): cambios recientes y evolución geomorfológica*. Trabajo de Investigación de Doctorado en Geografía Física. Universidad de Sevilla, 217 + cart. (inédito).

GARCÍA MARTÍNEZ, B. (2003): Interpretación paleohidrológica (siglos XVI-XX) del tramo bajo continental del río Guadalquivir a través de sus inundaciones y meandros. I Premio Investigación *Hespérides*. En *Geografía de Andalucía*, pp. 173-213

GARCÍA MARTÍNEZ, B y BAENA ESCUDERO, R. (1997): Cambios históricos en la hidrología del Guadalquivir y sus repercusiones en el meandro de Tocina (Sevilla). *Cuaternario Ibérico*, Huelva, pp. 368-371.

GARCÍA MARTÍNEZ, B y BAENA ESCUDERO, R. (1998): Evolución del trazado del río Guadalquivir en Sevilla durante los últimos doscientos años (Sector Palma del Río-Brenes). En GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. (Eds.): *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, Granada, pp. 725-729.

GARCÍA MARTÍNEZ, B., GUERRERO AMADOR, I. y BAENA ESCUDERO, R. (1999): La dinámica de meandros durante el Cuaternario reciente en la conformación de la llanura aluvial del bajo Guadalquivir aguas arriba de Sevilla. En PALLÍ BUXÓ, L. y ROQUÉ PAU, C. (Eds.): *Avances en el estudio del Cuaternario español*, Girona, pp. 119-124.

GARCÍA MARTÍNEZ, B y BAENA ESCUDERO, R. (2001): Los embalses de regulación como inductores de cambios hidrológicos y morfológicos en los ríos de Andalucía occidental" *Actas del XVII Congreso de Geógrafos Españoles*, Oviedo, pp. 163-165.

GARCÍA MARTÍNEZ, B. y BAENA ESCUDERO, R. (2006): El Impacto de las Infraestructuras de la Ciudad de Sevilla Sobre el Paisaje Fluvial del Río Guadalquivir. En *Ríos y Ciudades Europeas: Espacios Naturales, Culturales y Productivos*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla, pp.119-128.

GARCÍA MARTÍNEZ, B. y BAENA ESCUDERO, R (2007). Comportamiento Hidrogeomorfológico del Río Rivera de Huéznar (Sierra Morena, España). *Revista de Geografía*. 9(11) 36- 46.

GARCÍA MARTÍNEZ, B. y BAENA ESCUDERO, R. (2008): El doble meandro abandonado del Guadalquivir en Cantillana (Sevilla): cambios de trazado y evolución geomorfológica. *Geographicalia*, (53), 101-119.

GARCÍA MARTÍNEZ, B.; BAENA ESCUDERO, R. y POSADA SIMEÓN, C. (2009): La acción antrópica como inductora de cambios en el patrón fluvial del río Rivera de Huelva (sector Guillena-Sevilla). En *Avances en el estudio sobre Desertificación*, EDITUM, Murcia, pp. 472-476.

GARCÍA RUIZ, J.M. (1999): *La producción científica de la geomorfología española y su impacto a través de las publicaciones periódicas*. Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza, 104 pp.

GARCÍA RUIZ, J.M.; BEGUERÍA, S.; LÓPEZ, J.I.; LORENTE, A. Y SEEGER, M. (2001): *Los recursos hídricos superficiales del Pirineo Aragonés y su evolución reciente*. Logroño, Geoforma ediciones, 193 pp.

GARCÍA VARGAS, E.; FERRER ALBELDA, E.; GARCÍA FERNÁNDEZ, F. J. (2008): La romanización del Bajo Guadalquivir: Ciudad, territorio y economía (siglos II-I aC). *Mainake*, (30) 247-270.

GARZÓN HEYDT, G. (1985): Las avenidas como fenómeno geológico. *Geología y prevención de daños por inundaciones*. IGME, 5-54.

GIL OLCINA, A. (1988). Precipitaciones y regímenes fluviales en la vertiente mediterránea española. *Boletín de la Asociación de Geógrafos españoles*, (7), 1-12.

GIL OLCINA, A. (1989): Causas climáticas de las riadas. *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*, Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante. pp. 15-30.

GIL OLCINA, A. (Coord.) (2004): Alteración de los regímenes fluviales peninsulares, Fundación Caja Murcia, 683 pp.

GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, M. y GARCÍA DE JALÓN, D. (1995): Restauración de Ríos y Riberas. Madrid: Fundación Conde del Valle de Salazar, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes de la Universidad Politécnica de Madrid, 319 pp.

GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, M. Y GARCÍA DE JALÓN, D. (2007): *Restauración de ríos. Guía metodológica para la elaboración de proyectos*. Madrid, Ministerio de Medio Ambiente, 318 pp.

GONZÁLEZ JIMÉNEZ, M. (2009): Propiedades, rentas y explotación del dominio del Monasterio de San Isidoro del Campo, *HID* (36), 199-227.

GONZÁLEZ MORENO, J. (2002): Historia de Santiponce. Desde su fundación hasta la riada de 1603. En GONZÁLEZ MORENO, J.; GÓMEZ PIÑOL, E.; PAREJA LÓPEZ, E.; RALLO GRUSS, C.; RESPALDIZA LAMA, P.J.: *San Isidoro del Campo (1301-2002) Fortaleza de la espiritualidad y santuario del poder*, Catálogo de la exposición celebrada en Santiponce, Sevilla, Junta de Andalucía, Consejería de Cultura.

GRAF, W. L. (2006). Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology*, 79(3), 336-360.

GREGORY, K.J. (Ed.) (1977): *River Channel Changes*. Wiley, Chichester

GREGORY, K. J. (2006). The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79(3), 172-191.

GREGORY, K. J. y WALLING, D. G. (1973): *Drainage Basin. Form and Process: a geomorphological approach*. Londres, Edward Arnold. 458 pp.

GREGORY, K. J. y WALLING, D. G. (Eds.) (1981): *Man and environmental processes. A Physical Geography perspective*, London, Butterworths

GREGORY, S. V., SWANSON, F. J., MCKEE, W. A., & CUMMINS, K. W. (1991). An ecosystem perspective of riparian zones. *BioScience*, 540-551.

GREGORY, S., BOYER, K. AND BURNELL, A. (Eds) (2003): *The ecology and management of wood in world rivers*. American Fisheries Society, Symposium 37, Bethesda, Maryland.

GUERRERO AMADOR, I. y BAENA ESCUDERO, R. (1998): La inundación del Guadalquivir en diciembre de 1996 (Sector Alcolea del Río-Cantillana, Sevilla). *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, Barcelona, pp. 203-210.

GUERRERO AMADOR, I., GARCIA MARTINEZ, B. y BAENA ESCUDERO, R. (2014): Crecidas históricas, transformaciones territoriales y riesgo actual de inundación en la ciudad de Sevilla. En *Sevilla, la ciudad y la riada del Tamarguillo (1961)*. Universidad de Sevilla. Secretariado de Publicaciones, pp. 247-267.

GUILCHER, A. (1965): *Précis d'hydrologie marine et continentale*. Paris, Ed. Masson, 389 pp.

GURNELL, A.M. & PETTS, G.E. (1995): *Changing rivers channels*. Chichester: Wiley, 442 pp.

HAMED, K. (2008): Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of hydrology*. 349(3 - 4):350- 363.

HERAS, R. (1970): *Manual de Hidrología*. Madrid: Centro de Estudios Hidrográficos, 30-50 pp.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1955): *Fisiografía del Solar Hispano*. Tomo I. Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, Tomo XVI, 657 pp.

HICKIN, E.J. (1977): The analysis of river planform responses to changes in discharge. In GREGORY, K.J. (Ed.): *River channel change*. Wiley, pp. 249-263.

HIGGS, G., & PETTS, G. (1988) : Hydrological changes and river regulation in the UK. *Regulated Rivers: Research & Management*, 2 (3), 349-368.

HIPEL, K. W. Y MCLEOD, A. I. (2005): *Time series modelling of water resources and environmental systems*. <http://www.stats.uwo.ca/faculty/aim/1994Book/> 27-05-15.

HOOKE, J.M. (1977): The distribution and nature of changes in river channel patterns: the example of Devon. In GREGORY, K.J. (Ed.): *River channel Changes*, pp. 265-280.

HOOKE, J. M. (1984) : Changes in river meanders a review of techniques and results of analyses. *Progress in Physical Geography*, 8 (4), 473-508.

HOOKE, J. M. (1995) : River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology*, 14 (3), 235-253.

HOOKE, J. M. (2006) : Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, 79 (3), 311-335.

HORTON, R.E. (1932): Drainage basin characteristics. *Transaction of the American Geophysical Union*, (13), 350-361.

HORTON, R. E. (1945): Erosional of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (56), 275-370.

HORTON, R.E., (1970) : Erosional development of streams: quantitative physiographic factors. In: DURY, G.H. (Ed.) : *River and River Terraces*. Macmillan, London, pp. 117-165.

HOWARD, A.D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Am Assoc. Petroleum Geologists Bull* (51), 2246-2259

HOWARD, A.D. (1971) : Optimal angles of stream junction: geometric stability to capture and minimum power criteria. *Water Resources Research* (7), 863-873.

INSTITUTO DE ESTADISTICA DE ANDALUCIA, 1992. *Evolución de la Población. Andalucía 1900-1991*. Junta de Andalucía. Sevilla, 155.

JIMÉNEZ BARRIENTOS, J.C., CHISVERT JIMÉNEZ, N. FRANCO ANGULO, C. (1990): Tocina. *Estudios locales* (2), 13-52.

JARDÍ M. (1985): Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen. *Revista de Geografía*, (19), 41-68.

JONES, R. R., WEINROTT, M. R., & VAUGHT, R. S. (1978): Effects of serial dependency on the agreement between visual and statistical inference. *Journal of Applied Behavior Analysis*, (11), 277-283.

JONES, L.S. & SCHUMM, S.A. (1999) : Causes of avulsion: an overview. In: Smith, N.D., Rogers, J. (Eds.), *Fluvial Sedimentology VI*. Special Publication of International Association of Sedimentologists, (28), 171–178.

JUÁREZ SÁNCHEZ-RUBIO, C. (2004): La función de los hiperembalses del sistema Cijara-zújar en el cambio del régimen hidrológico del Guadiana y sus afluentes. En Gil Olcina, A. (Coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*, Fundación Caja Murcia, Murcia, pp. 525-554.

JUNK, W. J., BAYLEY, P. B., & SPARKS, R. E. (1989): The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences*, 106 (1), 110-127.

KAZMAN, R.G. (1969): *Hidrología moderna, México*. Compañía Editorial Continental, 240 pp.

KENDALL, M. G. (1977): *Rank Correlation Methods*, Oxford Univ. Press, New York.

KISS, T., FIALA, K., & SIPOS, G. (2008): Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). *Geomorphology*, 98(1), 96-110.

KISS, T., & BLANKA, V. (2012): River channel response to climate-and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology*, 175, 115-125.

KISS, T. & BLANKA, V. (2012): River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary, *Geomorphology*, V.175-176.pp.115-125.

KNIGHTON, A. D. (1984): *Fluvial Forms and processes*. Londres, Eduard Arnold, 218 pp.

KNIGHTON, A. D. (1998): *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*, Arnold, London, 383 pp.

KNIGHTON, A. D. (1999). Downstream variation in stream power. *Geomorphology*, 29(3), 293-306.

KONDOLF, G.M. (1997) : *Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels*. Environmental Management. 21(4):533-551.

KONDOLF, G. M. (2003): *Tools in fluvial geomorphology*. Chichester: Wiley, pp. 347-396.

LACZAY, J.A. (1977): Channel pattern changes of Hungarian rivers: the example of the Hernád river. In GREGORY, K.J. (Ed.): *River channel change*, pp. 185-192.

LAMBERT, R. (1989): La moyenne Garonne aval: géomorphologie et dynamique des crues. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, (60), 555-567.

LLAMAS, J. (1993): *Hidrología General. Principios y Aplicaciones*. Editorial Universitaria del País Vasco, Bilbao, España. 635 pp.

LAMBERT, R., & VIGNEAU, J. P. (1981) : Les inondations catastrophiques de juillet 1977 en Gascogne: Etude géographique d'une situation Problèmes de prévision et de prévention. In *Annales de Géographie*, pp. 1-54.

LARIO, J., ZAZO, C., GOY, J. L., DABRIO, C. J., BORJA, F., SILVA, P. G., & YLL, E. (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International*, 93, 171-176.

LEDUC, C., & ROY, A. (1990). The impact of land drainage on the morphology of streams in the Cookshire area, Quebec. *Geographie Physique et Quaternaire*, 44(2), 235-239.

LEIER, A.L., DECELLES, P.G., PELLETIER, J.D. (2005): Mountains, monsoons and megafans. *Geology* 33 (4), 289–292.

LEOPOLD, L. B. (1956). Land Use and Sediment. *Man's Role in Changing the Face of the Earth*, 2, 639-647.

LEOPOLD, L. B., & WOLMAN, M. G. (1957). *River channel patterns: braided, meandering, and straight* (pp. 37-86). Washington, DC: US Government Printing Office.

LEOPOLD, L. B., & MADDOCK JR, T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications *U. S. Geol. Survey* (252), 57 pp.

LEOPOLD, L. B., & WOLMAN, M. G. (1960). River meanders. *Geological Society of America Bulletin*, 71(6), 769-793.

LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco, 522 pp.

LEWIS, G.W AND LEWIN, J. (1983): Alluvial cut-offs in Wales and the Borderlands. In COLLISON, J.D. AND LEWIN, J. (Eds.) *Modern and ancient fluvial systems*, pp. 54-145, Oxford.

LEWIN, J. & BRINDLE, B.J. (1977): Confined meanders. In GREGORY, K.J. (Ed.): *River Channel Changes*, pp. 221-234.

LEWIN, J. (1983). Changes of channel patterns and floodplains. *Background to Palaeohydrology: Chichester, UK, John Wiley & Sons*, 303-319.

LÓPEZ, T. (1788): Diccionario geográfico de Andalucía: Sevilla, Ed. Don Quijote, Edición 1989, 239 pp.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (2004): El Segura, la alteración del régimen de un río mediterráneo y su tendencia al debilitamiento. En Gil Olcina, A. (Coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*, Fundación Caja Murcia, Murcia, pp. 389-411.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; NAVARRO HERVÁS, F.; ROMERO DÍAZ, M^a A.; CONESA GARCÍA, C.; CASTILLO SÁNCHEZ, V; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, J. y GARCÍA ALARCÓN,

C. (1988): *Geometría de las cuencas fluviales: las redes del Alto Guadalentín*. Monografía 50 del Proyecto LUCDEME. ICONA. Murcia, 225 pp.

LÓPEZ-MORENO, J. I., BEGUERÍA, S., & GARCÍA-RUIZ, J. M. (1999). Influence of the Yesa reservoir on floods of the Aragón River, central Spanish Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(4), 753-762.

LÓPEZ, J.I., BEGUERÍA, S. Y GARCÍA, J.M. (2002): Influence of the Yesa reservoir on floods of the Aragón River, central Spanish Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6 (4), 753-62

LOUP, J. (1974): *Les eaux terrestres: hydrologie continentale*. Paris, Ed. Masson, 174 pp.

LOZANO TENA, M.V.; OLLERO OJEDA, A. y SÁNCHEZ FABRE, M. (2009): *Valoración del estado ecológico del río Guadalaviar en aplicación de la directiva Marco europea del agua*. REHALDA (9)

LVOVITCH, M. I. (1938): Effort to classify rivers of the USSR, *Trudi GGf*, issue 6.

LVOVITCH, M. I. (1970). World water balance (general report). In *Proc. Symp. World Water Balance, Reading, UK*, pp. 401-415.

MAGILLIGAN, F. J., & NISLOW, K. H. (2005). Changes in hydrologic regime by dams. *Geomorphology*, 71(1), 61-78.

MALANSON, G.P. (1993): *Riparian landscapes*. Cambridge Studies in Ecology. UK: Cambridge University Press.

MALAVOI, J.R., BRAVARD, J.P., PIEGAY, H., HEROIN, E. ET RAMEZ, P. (1998): *Determination de l'espace de liberté des cours d'eau*. SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse, 39 p., Lyon.

MANN, H. B. (1945): Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, (13), 245-259.

MARCHI, L. ; BORGA, M. ; PRECISO, E. ; GAUME, E. (2010) : Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology* (394), 118–133

MARCO SEGURA, J.B. (2004): Evolución histórica del sistema de aprovechamiento y su impacto sobre el régimen hídrico de los ríos Júcar y Turia. En Gil Olcina, A. (Coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*, Fundación Caja Murcia, Murcia, pp. 329-348.

MARTÍNEZ-CASTROVIEJO, R., GÓMEZ-VILLAR, A., & GARCÍA-RUIZ, J. M. (1991). Ajustes fluviales derivados de cambios de usos del suelo en el Pirineo Aragonés. *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 91-105.

MARTÍNEZ SANTA-MARÍA, C. y FERNÁNDEZ YUSTE, J. A. (2006): El régimen natural de caudales: una diversidad imprescindible, una diversidad predecible. *Investigación agraria. Sistemas y recursos forestales*, 15 (1), 153-165.

MASACHS ALAVEDRA, V. (1942): Régimen de los ríos andaluces. Variaciones estacionales *Estudios Geográficos*, (9), 865-880.

MASACHS ALAVEDRA, V. (1948): Los factores determinantes de la distribución espacial de los tipos de régimen de los ríos de la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, (28), 475-492.

MASACHS ALAVEDRA, V. (1954): Las aguas. En *Geografía de España y Portugal*, Terán et al. (Dir.) Montaner y Simón, Barcelona. T.II, pp. 80-142

MATEU BELLES, J.F. (1988): Crecidas e inundaciones en el país valenciano, *Guía de la Comunidad Valenciana*, Valencia, Generalitat Valenciana pp. 565-608.

MATEU BELLES, J. F. (1989): Ríos y ramblas mediterráneos. En GIL OLCINA, A MORALES GIL, A. (Eds.): *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*. Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo. Alicante, pp.133-150.

MATEU BELLES, J.F. (1990): Avenidas y riesgo de inundación en los sistemas fluviales mediterráneos de la Península Ibérica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* nº 10, pp. 45-86.

MATEU BELLES, J.F. y CAMARASA BELMONTE, A.M. (Coord.) (2000): *Las inundaciones en España en los últimos veinte años. Una perspectiva geográfica*, Univ. de Alcalá, Serie Geográfica, nº 9, 253 pp.

MATEU BELLES, J.F. y CAMARASA BELMONTE, A.M. (2000): Las inundaciones en España en los últimos veinte años. Una perspectiva geográfica. *Serie Geográfica* (9), 11-15.

MEINZER, O.E. (1942) : Occurrence, origin, and discharge of ground water. *Hydrology*, pp. 385-443.

MENANTEAU, L. (1979). Les Marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent. Thèse 3er Cycle, Univ. Paris-Sorbonne: Paris.

MESÓN GARCÍA, M.L. (1987): Ecología y vegetación de las ripisilvas (descenso ecológico del río Jarama). *Ecología*, (1), 35-52.

MIJAILOV, L. 1989. Hidrogeología. Moscú, Ed. Mir, 288 pp.

MILLER, A. J. (1990): Flood hydrology and geomorphic effectiveness in the central Appalachians. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (2), 119-134.

MINISTERIO DEL INTERIOR (2008): *Catálogo Nacional de Inundaciones históricas. Cuencas del Ebro y Guadalquivir*. CD-ROM. Dirección General de Protección Civil y Emergencias, Madrid, Fascículo 3.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y MEDIO RURAL Y MARINO (2010): Informe de la situación hidrológica de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir año 2009/2010. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 60 pp.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y MEDIO RURAL Y MARINO (2011): *Informe hidrológico 2010-2011*. Cuenca Hidrográfica del Guadalquivir. Dirección Técnica, Servicio de Explotación, 69 pp.

MINISTERIO DEL INTERIOR (2014): *Catálogo Nacional de Inundaciones históricas. Actualización*. CD-ROM. Dirección General de Protección Civil y Emergencias, Madrid.

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y URBANISMO (1985): *Estudio de inundaciones históricas. Mapa de riesgos potenciales. Cuenca del Guadalquivir*. Dirección General Obras Hidráulicas, Madrid, T II.

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y URBANISMO (1990): *Instrucciones de carretera 5.2.IC. Drenaje superficial*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (Boletín Oficial del Estado, 123, 25/5/1990).

MOORE, C.M. (1969): Effects of small structures on peak flows, En: Moore W.L. and Morgan, C.W. (eds.): *Effects of Watershed Changes on Streamflow*, University of Texas Press, Austin, 101-117.

MOORE, D. y MCCABE, G. (2000): *Introduction to the Practice of Statistics*, 3ra. Edición, New York, W. H. Freeman and Company: 724 pp.

MORENO SANTAENGRACIA, M.L. (2009): Curva de gasto: determinación y variación temporal, En *Técnicas y algoritmos empleados en estudios hidrológicos e hidráulicos*. www.aecidcf.org.uy/index.php/documentos/doc.../106-curvas..[15-03-2014].

MOREIRA, J.M. (1986): Degradación, susceptibilidad y tolerancia a la erosión de los suelos en Andalucía. *Rev. Estudios Andaluces*, (6), 45-64.

MOREIRA, J.M. (1989): La erosión de los suelos en Andalucía Occidental. En Díaz, F. y Rodríguez, J. (Eds.). *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. AEQUA Monografías, (1), 171-187.

MOREIRA, J.M. (1994): Capacidad de uso y erosión del suelo. Aproximación a una valoración económica de la erosión de Andalucía. *Rev. Paralelo 37º*, (16) 107-114.

MORISAWA, M.E. (1968): *Streams, their dynamics and morphology*. McGraw-Hill, New York, 175 pp.

MORISAWA, M.E. (1973): *Fluvial Geomorphology*, London, G. Allen & Unwin, 314 pp.

MORISAWA, M.E. (1985): *Rivers: form and process*. London: Longman, 220 pp.

MOSLEY, M.P. (1976): An experimental study of channel confluences. *Journal of Geology* (84), 535–562.

MUÑOZ JIMENEZ, J. (1993): *Geomorfología general*. Ed. Síntesis, Col. Espacios y Sociedades, nº 4, 351 págs.

NADAL REIMAT, E. (1993): *Introducción al análisis de la planificación hidrológica*. MOPT. Serie Monografías.

NEUVY, G. (1991): *L'homme et l'eau dans le domaine tropical*. Paris, Ed. Masson, 227 pp.

OLLERO OJEDA, A. (1991): *Estudio ecogeográfico de los meandros del Ebro en el sector Rincón de Soto-Novillas*. Ministerio de Obras Públicas y Transportes, 334 pp.

OLLERO, A. (1997): Crecidas e inundaciones como riesgo hidrológico. Un planteamiento didáctico. *Urralde investigaciones españolas*, 20, pp. 261-283.

OLLERO, A. (2000): Las riberas del Ebro medio: diagnosis y ordenación de un paisaje fluvial amenazado. *II Congreso Ibérico sobre Planificación y Gestión de Aguas*, Oporto (Portugal), pp.139-150.

OLLERO, A. (2004): Bases para la tipificación hidromorfológica de los cursos fluviales de la Rioja, *Zubía* (22), 9-27.

OLLERO, A. (2010). Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain. *Geomorphology*, 117(3), 247-260.

OLLERO, A. & TORRES, A. J. (1992). Geografía y variaciones recientes del cauce menor en la confluencia de los ríos Ebro y Aragón. In *Estudios de geomorfología en España: Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología*. Murcia, pp. 343-352.

OLLERO, A.; ECHEVERRÍA, M.T.; SÁNCHEZ FABRE, M.; AURIA, V.; BALLARÍN, D. Y MORA, D. (2003): Metodología para la tipificación hidromorfológica de los cursos fluviales de Aragón en aplicaciones de la directiva marco de aguas (2000/60/CE). *Geographicalia*, (44), 7-25.

OLLERO, A.; SÁNCHEZ, M; MARÍN, J.M.; FERNÁNDEZ, D.; BALLARÍN, D.; MORA, D.; MONTORIO, R.; BEGUERÍA, S. y ZÚÑIGA, M. (2004): Caracterización hidromorfológica del río Gállego. En PEÑA, H.L.; LONGARES, L.A. y SÁNCHEZ, M. (Eds.): *Geografía Física y de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, pp. 117-129.

OLLERO, A.; BALLARÍN, D.; DÍAZ, E.; MORA, D. y SÁNCHEZ FABRE, M. (2006): Calidad hidromorfológica de los ríos de Aragón. *Tecnología del Agua*, 278, 36-41.

OLLERO OJEDA, A., BALLARÍN FERRER, D., & MORA MUR, D. (2006): Cambios en el cauce y el llano de inundación del río Ebro (Aragón) en los últimos 80 años. *Geographica*, (50), 87-109.

OLLERO OJEDA, A.; BALLARÍN FERRER, D.; DÍAZ BEA, E.; MORA MUR, D.; SÁNCHEZ FABRE, M.; ACÍN NAVERAC, V. ECHEVERRÍA ARNEDO, M.T.; GRANADO GARCÍA, D.; IBISATE GONZÁLEZ DE MATAUCO, A.; SÁNCHEZ GIL, L. Y SÁNCHEZ GIL, N. (2008): IHG: Un índice para la valoración hidrogeomorfológica de sistemas fluviales. *Limnetica*, 27 (1), 171-188

OLLERO, A., IBISATE, A., ACÍN, V., DÍAZ, E., GRANADO, D., y HORACIO, J. (2011): Innovación y libertad fluvial. En *Ponencia al VI Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua*. Fundación Nueva Cultura del Agua, Talavera de la Reina, 15 pp.

ORDOÑEZ AGULLA, S. (1993): Cantillana, antigua Naeua. Aproximación a su historia en la Antigüedad romana. Cantillana. *Cuadernos de Historia local* (I), 45-61.

ORDOÑEZ AGULLA S. (1998). *Primeros pasos de la Sevilla romana:(siglos I AC-I DC)*. Servicio de Publicaciones del Ayuntamiento de Sevilla

ORTEGA BECERRIL, J. A. Y GARZÓN HEYDT, G. (2002). Inundaciones en la cuenca del río Guadiana y su relación con el tipo de evento tormentoso. En *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio. Madrid, Actas de la VI Reunión nacional de Geomorfología*, pp. 97-102.

PARDE, M. (1933). *Fleuves et rivières*, Paris, (5ª Ed.), Armand Colin, 241 pp.

PARDE, M. (1935). Le régime de la Garonne. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 6 (2-3), 105-262.

PARDE, M. (1942). *Quelques nouveautés sur le régime du Rhône: erratum et addendum à un gros ouvrage*, Lyon, Institut des Etudes Rhodaniennes, 172 pp.

PARDÉ, M. (1956). Sobre los coeficientes y déficit de desagüe de las grandes crecidas. *Geographica*, (9-12), 3-29.

PARK, C.C. (1977) : Man-induced changes in stream channel capacity. In *River channel changes* (Ed. by K.J. Gregory), Wiley, 121-144, Chichester.

PELLICER CATALÁN, M. (1983): Tipología y cronología de las ánforas prerromanas en el Guadalquivir, según el Cerro Macareno. Recuperado de: institucional.us.es/revistas/habis/9/20%20pellicer.pdf (23/03/2014).

PELLICER CATALÁN, M., ESCACENA CARRASCO, J.L., BENDALA GALÁN, M. (1983): *El Cerro Macareno*. Madrid. Ministerio de Cultura, 124 pp.

PELLICER CATALÁN, M. (1996). Estrategia de los asentamientos fenicios en Iberia. *Boletín de Bellas Artes*, (24), 143-168.

PUCHAL, P. P. (1967): Los embalses y el régimen de los ríos valencianos. *Estudios geográficos*, 28 (107), 149-196.

PÉRTEGAS DÍAZ, S. y PITA FERNÁNDEZ, S. (2001): La distribución normal. *Unidad de Epidemiología Clínica y Bioestadística. Complejo Hospitalario Universitario de A Coruña (España), CAD ATEN PRIMARIA*, (8), 268-274.

PETTS, G.E. (1977): Channel reponse to flow regulation: the case the river Derwent, Derbyshire. In GREGORY (Ed.): *River channel changes*, pp. 145-163.

PETTS, G.E., (1984) : Sedimentation within a regulated river. *Earth Surface Processes and Landforms* 9 (2), 125-134.

PETTS, G.E. (1986): Water quality characteristics of regulated rivers, *Progress in Physical Geography* (10), 492-516.

PETTS, G. E., & PRATTS, J. D. (1983) : Channel changes following reservoir construction on a lowland English river. *Catena*, 10 (1), 77-85.

PETTS, G.E. and FOSTER, I. (1985): *Rivers and Landscape*. London: E. Arnold Publ., 274 pp.

PETTS, G.E., GURNELL, A.M. (2005) : Dams and geomorphology: research progress and future directions. *Geomorphology* (71), 27-47.

PEIRY, J. L. (1989). L'utilisation du cadastre sarde de 1730 pour l'étude des rivières savoyardes: l'exemple de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie)./The "Mappe Sarde". Use for an historical study of the Arve river (Haute-Savoie). *Revue de géographie de Lyon*, 64(4), 197-203.

PINILLA, L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. y BENITO, G. (1995): Cambios históricos de los cauces del río Tajo y Jarama en Aranjuez. *Geogaceta* (18), 101-104.

PITA LÓPEZ, M. F. (2001): Sequías en la cuenca del Guadalquivir. *Causas y consecuencias de las sequías en España*, pp. 303-344.

POFF N.L., ALLAN, J.D., BAIN, M.B., KARR, J.R., PRESTEGAARD, K.L., RICHTER, B.D., SPARKS, R.E. & STROMBERG, J.C. (1997): The Natural Flow Regime. A paradigm for river conservation and restoration. *BioScience* 47(11), 769-784.

PROBST J.L., (1989): Hydroclimatic fluctuation of some European rivers since 1800. In *Historical change of large alluvial rivers: Western Europe*. G. Petts Ed, John Willey and sons, Ch 3, 41-55.

QUEREDA SALA, J. MONTÓN CHIVA, E. y ESCRIG BARBERÁ, J. (2004): El déficit hídrico en la cuenca de Mijares. En Gil Olcina, A. (Coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*, Fundación Caja Murcia, Murcia, pp. 303-328.

RECIO, J.M.; CANO, M^aD.; BAENA, R.; RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1992): Rañas y facies de piedemonte en el borde meridional del Macizo Hespérico (Sierra Morena). *La Raña en España y Portugal*, Monografías del C. de Ciencias Medioambientales, (2), 3-13.

REMENIERAS, G. (1971): *Tratado de hidrología aplicada*. Editores Técnicas Asociadas, S.A. Barcelona.

RHOADS, B. L., & KENWORTHY, S. T. (1995). Flow structure at an asymmetrical stream confluence. *Geomorphology*, 11(4), 273-293.

RHOADS, B. L., RILEY, J. D., & MAYER, D. R. (2009). Response of bed morphology and bed material texture to hydrological conditions at an asymmetrical stream confluence. *Geomorphology*, 109 (3), 161-173.

RICE S.P., GREENWOOD M.T., JOYCE C.B. (2001a) : Macroinvertebrate community changes at coarse sediment recruitment points along two gravel bed rivers. *Water Resources Research* 37(11): 2793–2803.

RICE S.P., GREENWOOD M.T., JOYCE C.B. (2001b) : Tributaries sediment sources and the longitudinal organisation of macroinvertebrate fauna along river systems. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 58(4): 824–840.

RICHARDS, K. (1982) : *Rivers : form and process in alluvial channel*. London: Methuen & Co. Ltd, 367 pp.

RICHARDS, K., CHANDRA, S., FRIEND, P. (1993) : Avulsive channel systems: characteristics and examples. In: BEST, J.L., BRISTOW, C.S. (Eds.) *Braided Rivers* Geological Society Special Publication, vol. 75, pp. 195–203.

RICHTER B.D., BAUMGARTNER, J.V., BRAUN, D.P., POWEL, J. (1998) : A spatial assessment of hydrologic alteration within a river network. *Regulated Rivers: Research & Management* (14), 329-340.

RICO, M. y BENITO, G. (2000): Reconstrucción de inundaciones históricas aplicado al análisis de riesgos en la cuenca de Montardit, Pirineo central. En *VI Reunión Nacional de Geomorfología*, Madrid, p. 48.

RILEY, J. D., & RHOADS, B. L. (2012). Flow structure and channel morphology at a natural confluent meander bend. *Geomorphology*, 163, 84-98.

ROBERTS, M.V.T. (2004). *Flow dynamics at open channel confluent-meander bends*. Ph. D. Thesis, University of Leeds, Leeds, UK.

RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A. (1996). Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir). Tesis Doctoral, Universidad de Huelva.

ROMERO DÍAZ, M^a A. y LÓPEZ BERMUDEZ, F. (1987): Morfometría de redes fluviales: revisión crítica de los parámetros más utilizados y aplicación al Alto Guadalquivir. *Papeles de Geografía (Física)*, (12), 47-62.

ROSSELLÓ VERGER, V.M. (1972): Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, nº 11, pp.7-25.

ROSSELLÓ VERGER, V.M. (1983): La riada del Júcar. *Cuadernos de Geografía* (32/33), 331 pp.

ROSSELLÓ VERGER, V.M. (1989): Los llanos e inundación. En GIL OLCINA, A. MORALES GIL, A. (Eds.): *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*. Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo. Alicante, pp. 243-283.

ROY, N., & SINHA, R. (2007). Understanding confluence dynamics in the alluvial Ganga–Ramganga valley, India: an integrated approach using geomorphology and hydrology. *Geomorphology*, 92 (3), 182-197.

RUIZ, A., RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., CÁCERES, L., RODRÍGUEZ VIDAL, J., YÁÑEZ, CLEMENTE, L., GONZÁLEZ-REGALADO, M.L., ABAD, M., DE ANDRÉS, J.R. (2002): Cambios paleoambientales en la desembocadura del río Guadalquivir durante el Holoceno reciente, *Geogaceta*, (31), 167-170

RUIZ, A., RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., CÁCERES, L., RODRÍGUEZ VIDAL, J., CARRETERO, M.I., CLEMENTE, L., MUÑOZ, J.M. Y YÁÑEZ, C. (2004): Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204, 47-64.

RUÍZ PÉREZ, J.M. (1998): La desembocadura del Albaida (siglos XVIII-XX): Una metamorfosis fluvial en la Ribera del Xúquer. *Cuadernos de Geografía*, (63), 39-65.

RUIZ PÉREZ, J.M. y CARMONA, P. (1998): Procesos hidrogeomorfológicos en el desbordamiento del río Júcar de otoño de 1997 (Litoral Mediterráneo. Valencia), en GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. (Eds.): *Investigaciones recientes de la geomorfología española*, Barcelona, pp. 283-290.

SALA, M. (1980): Análisis morfométrico de una cuenca de tamaño medio. Aportación española al XXIV Congreso Geográfico Internacional, Tokio, pp.269-285

SALA, M. (1982): Datos cuantitativos de los procesos geomórficos fluviales actuales en la cuenca de la Riera de Fuirosos (Montnegre, Macizo litoral catalán). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, (VIII), 51-68.

SALA, M. y GAY, R. (1981): Algunos datos morfométricos de la cuenca del Isábena. *Notas de Geografía Física* (4), 41-65.

SALA, M. (1989): Las aguas continentales. En BIELZA DE ORY (Coord.): *Territorio y Sociedad en España I*, Ed. Taurus, pp. 257-296.

SÁNCHEZ SAN ROMÁN, F. (2004): Hidrología Superficial (III): Relación Precipitación-Escorrentía. Universidad de Salamanca, España, 17 pp. [<http://web.usal.es/javisan/hidro>].

SÁNCHEZ SAN ROMÁN, FJ. (2013): Medida de caudales, <http://hidrologia.usal.es>, (10-01-2014)

SAURA MARTÍNEZ, J. (2010): El fenómeno de las inundaciones: la riada del Guadalquivir en el pasado invierno 2009-2010. *Revista de Obras Públicas*, (3512), 7-20.

SCHUMM (1956): The evolution of drainage system and slopes in badlands at Pearth Amboy, New Jersey. *Bulletin of Geological Society of America*, (67), 597-646.

SCHUMM, S.A. (1977): *The fluvial System*. A Wiley-Interscience Publication, 338 pp.

SCHUMM, S.A. and LICHTY, R. W. (1965): Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, (263), 110-119.

SEGURA BELTRÁN, F. (1996): La geomorfología y las inundaciones en la plana de Vinarós-Benicarló. *Cuadernos de geografía*, (59), 87-108.

SEGURA BELTRAN, F. (2004): Els ventalls al luvials i els processos d inundació: el cas de les planes costaneres valencianes. *Cuadernos de Geografía*, (73/74), 207-232.

SEGURA BELTRAN, F. (2004): Cambios hidrológicos en las ramblas y barrancos del Golfo de Valencia a lo largo del siglo XX. En Gil Olcina, A. (Coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*, Fundación Caja Murcia, Murcia, pp. 349-387.

SELBY, M.J. (1985): *Earth's Changing Surface. An introduction to geomorphology*. Charendon press. Oxford.

SENCIALES, J. M. (1995): *La cuenca del río Vélez. Estudio Hidrográfico*. Tesis Doctoral, Universidad de Málaga, Servicio de Publicaciones, Universidad de Málaga, Microfichas.

SENCIALES, J. M. (1999): *Redes fluviales. Metodología de Análisis*. Málaga, Univ. De Málaga, Servicio de Publicaciones nº 34, 337 pp.

SENCIALES, J. M. y FERRE BUENO, E. F. (1992): Análisis morfométrico de la cuenca del Río Benamargosa (provincia de Málaga). En *Estudios de geomorfología en España: Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología*. Murcia, pp. 365-378.

SENCIALES, J. M. y FERRE BUENO, E. F. (1993): La morfometría fluvial en el estudio de los estados erosivos del territorio: Aplicación a la Cuenca del Río Almachar (Prov. de Málaga). *Baética* (15), 119-164.

SOBRINO SIMAL, J. (1998): *Arquitectura de la Industria en Andalucía*. Sevilla, Instituto de Fomento de Andalucía.

SOLÉ SABARÍS, L. (1952): El relieve. *Geografía Física*, Tomo I, Barcelona: Montaner y Simón, 500 pp.

SOLÉ SABARÍS, L. (1987): El relieve de la Península Ibérica. *Geografía General de España*, Ed. Ariel Geografía, Barcelona, 494 pp.

STANLEY, J. W. (1972) : Retrogression on the lower Colorado River after 1935. *Trans. Am.Soc. Engrs*, 116, 943-957

STEPANEK, P. (2005). AnClim-software for time series analysis. *Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, Masaryk University, Brno*.

STRAHLER, A. N. (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, In V.T. CHOW (Ed.): *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill, New York, pp. 39-76.

STRAHLER, A. (1986): *Geografía Física*, Ed. Omega, S.A. Barcelona, 767 págs.

THORNES, J.B. (1977): Hydraulic geometry and channel change. *In River Channel Changes* (Ed. by K.J. Gregory), Wiley, 91-100 Chichester

THORNES, J.B (1998): *Stream reconnaissance handbook: geomorphological investigation and analysis of river channels*, Chichester, John wiley & Sons, 134 pp.

THORNE, C.R. HEY, R.D. y NEWSON, M.D. (Eds.) (1997): *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. Chichester, Wiley.

TOCKNER, K., MALARD, F., & WARD, J. V. (2000): An extension of the flood pulse concept. *Hydrological processes*, 14(16-17), 2861-2883.

TRICART, J. (1961): Los tipos de lechos fluviales. *Revista Geográfica*. 2 (5-6), 7-19.

TRICART, J. (1977): Précis de géomorphologie. Tome 2: Géomorphologie dynamique générale.

URIBELARREA DEL VAL, D.; PEREZ GONZÁLEZ, A. y BENITO G. (2002): La evolución geomorfológica reciente de los ríos Jarama y Manzanares y las explotaciones de áridos naturales en la región de Madrid. En PÉREZ GONZÁLEZ, A. VEGAS, J. y MACHADO, M.J. (Eds.): *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*, pp.137-148.

URIBELARREA, D., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., & BENITO, G. (2003). Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Science Reviews*, 22 (20), 2209-2221.

VANNEY, J.R. (1970): *L'Hydrologie du Bas Guadalquivir*. Instituto de Geografía aplicada del Patronato "Alonso de Herrera". C.S.I.C., 176 págs.

VERICAT, D. Y BATALLA, J.R. (2004) Efectos de las presas en la dinámica fluvial del curso bajo del ríoEbro. *Rev. C. & G.*, 18 (1-2), 37-50.

VIDAL ABARCA, M. R. (2005): La Limnología, una ciencia de síntesis: Conceptos y Breve historia de la Limnología, ocw.um.es/ciencias/ecologia/lectura...1/Vidal-Abarca%202005.pdf (11/08/2015)

VONNEUMANN, J. (1941) : Distribution of the ratio of themmean square successive difference to the variance. *Annals of Mathematical Statistics*, 12, 367-395.

V.V.A.A. (1990): *El tiempo detenido*. Excmo. Ayuntamiento de Cantillana, 181 pp.

WANIELISTA, M., KERSTER, R. & EAGLIN, R. (1977) : *Hydrology, water quantity and quality control*, 2nd Ed., Wiley, New York.

WARD, R.C. (1975): *Principles of hydrology*. London, (2ª ed.) McGraw-Hill, 367 pp.

WARD, R. (1978): *Floods: a geographical perspective*. London, MacMillan, 244 pp.

WERRITTY, A. (1997): Short-term changes in channel stability. In Thorne, C.R.; Hey, R.D. & Newson, M.D. (Eds.): *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*, 47-65, Wiley, Chichester.

WILLIAMS, G. P., & WOLMAN, M. G. (1984) : *Downstream effects of dams on alluvial rivers*. Washington, DC: US Government Printing Office, 83 pp.

WOLMAN, M. G., & MILLER, J. P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. San Francisco: W.H. Freeman and Co., 522 pp.

WOLMAN, M.G. and LEOPOLD, L. B. (1957) : River flood plains: some observations on their formation. *US Geol. Surv.* (282-C), 87-109.

ZAZO, C., GOY, J. L., SOMOZA, L., DABRIO, C. J., BELLUOMINI, G., IMPROTA, S., & SILVA, P. G. (1994): Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 933-945.

ZEPEDA, F. (1980). *Hidrología*. Universidad Autónoma de Querétaro, Escuela de Ingeniería.

DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS

MAPAS HISTÓRICOS

Instituto de Cartografía de Andalucía (2007): *Catálogo Digital de Cartografía histórica. Provincia de Sevilla*, Junta de Andalucía.

Por orden cronológico:

- *Curso del Guadalquivir y de sus afluentes principales desde Espeliú a Sevilla*, S.G.E., 1720
- *El plano de los predios territoriales del término de Salteras*, 1757
- *Plano del Bajo Guadalquivir desde Córdoba a la desembocadura en Sanlúcar de Barrameda*, por Francisco Antonio Pizarro, Madrid, Archivo Histórico Nacional, 1778
- *Plano del cauce del Guadalquivir* de C. Lamaur, 1785
- *La Algaba*, Tomás López, 1788
- *Plano del río Guadalquivir desde Guadajocillo hasta Sanlúcar de Barrameda* de F. Losada, 1804
- *Planta del Canal de riego y Navegación de Córdoba a Sevilla*, proyectado por J.A. Larramendi, 1818
- *Plano topográfico del Guadalquivir*, García Otero, 1844
- *Canal de riego y abastecimiento derivado en Lora del Río*, Primera Sección, 1870
- *Plano de la Vega de Triana*, 1879
- *Mapa Topográfico Nacional*, I.G. y C., 1ª Ed., 1918 (Hojas 942, 962, 963 y 964)
- *Plano del Catastro topográfico Parcelario*, 1944

MAPAS GEOLÓGICOS

- Mapa geológico de España (E. 1/200.000), Hoja 75 y 76 (Sevilla y Córdoba). Síntesis de la cartografía existente. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 1980.

FUENTES, BASES DE DATOS Y SERVICIOS WMS

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA. Informes Anuales [www.aemet.es/documentos]

CLIMA, Subsistema de Climatología Ambiental, C.M.A., Junta de Andalucía

INSTITUTO DE ESTADISTICA Y CARTOGRAFIA DE ANDALUCIA, 2011. *Sistema de Información Multiterritorial de Andalucía (SIMA)*. Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y Empleo. Junta de Andalucía. Sevilla.

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA A ESCALA 1:50.000

[http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_MAGNA_50/MapServer/WMSServer]

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA A ESCALA 1:200.000

[http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geologico_200/MapServer/WMSServer]

SISTEMA DE INFORMACIÓN DE ANUARIOS DE AFOROS. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente [<http://sig.magrama.es>]

SISTEMA AUTOMÁTICO DE INFORMACIÓN HIDROLÓGICA DEL GUADALQUIVIR. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir [<http://www.chguadalquivir.es/saih/>]

WMS Ortofoto Digital Pancromática de Andalucía 1956-1957

[http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/mapwms/REDIAM_Ortofoto_Andalucia_1956]

WMS Ortofoto Digital Pancromática de Andalucía 1977-1983

[http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/mapwms/REDIAM_Ortofoto_BN_1977_83?]

WMS Ortofoto Digital Pancromática de Andalucía 1984-1985

[http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/mapwms/REDIAM_Ortofoto_PAN_Andalucia_84_85?]

WMS Ortofoto Digital Color de Andalucía 2010-2011

[<http://www.ideandalucia.es/wms/ortofoto2010?>]

